

Trabalho de Conclusão de Curso

ANÁLISE DE LIMIARES E PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL EM UMA ENCOSTA DA LAGOA DO PERI-SC

Alondra Beatriz Alvarez Perez



Universidade Federal de Santa Catarina
Curso de Graduação em Engenharia
Sanitária e Ambiental

Alondra Beatriz Alvarez Perez

**ANÁLISE DE LIMIARES E PROCESSOS DE GERAÇÃO DE
ESCOAMENTO SUPERFICIAL EM UMA ENCOSTA DA
LAGOA DO PERI-SC**

Trabalho apresentado à Universidade
Federal de Santa Catarina para a
Conclusão do Curso de Graduação em
Engenharia Sanitária e Ambiental.
Orientador: Prof. Dr. Pedro Luiz
Borges Chaffe

Florianópolis
Junho/ 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL

ANÁLISE DE LIMIARES E PROCESSOS DE GERAÇÃO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL EM UMA
ENCOSTA DA LAGOA DO PERI-SC


ALONDRA BEATRIZ ALVAREZ PEREZ

Trabalho submetido à Banca Examinadora como parte
dos requisitos para Conclusão do Curso de Graduação em
Engenharia Sanitária e Ambiental–TCC II

BANCA EXAMINADORA :


Prof. Dr. Pedro Luiz Borges Chaffe
(Orientador)


Dr. Luis Hamilton Pospissil Garbossa
(Membro da Banca)


Dr. Pablo Borges de Amorim.
(Membro da Banca)

FLORIANÓPOLIS, (SC)
JUNHO/2017

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Perez, Alondra

Análise de limiares e processos de geração de escoamento superficial em uma encosta da Lagoa do Peri-SC / Alondra Perez ; orientador, Pedro Chaffe, 2017.

88 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico, Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental, Florianópolis, 2017.

Inclui referências.

1. Engenharia Sanitária e Ambiental. 2. Hidrologia. 3. Conectividade Hidrológica. 4. Limiares. 5. Geração de Escoamento Superficial . I. Chaffe, Pedro . II. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental. III. Título.

AGRADECIMENTOS

A minha família, por sempre estar presente, pelo apoio e compreensão, cujo amor incondicional me fortalece e inspira. Agradeço a meus pais, Ruben e Beatriz. Obrigada pai pelos sábios conselhos que sempre me impulsionaram e não me deixaram desistir, pelo apoio em todos os sentidos. Obrigada mãe por me dar paz e tranquilidade nos momentos mais difíceis, por não deixar eu voltar pra casa, por trazer alegria a minha vida. Vocês são as pessoas que mais amo, e agradeço todos os dias por ter tido a oportunidade de ter vocês nesta vida.

Ao professor Pedro Luiz Borges Chaffe, pela confiança, paciência e atenção. Agradeço também pelas mateadas, sempre motivo para reunir todo mundo e termos boas conversas.

À família LABHIDRO, que me acolheu de braços abertos e depois de tanta insistência conseguiram fazer nascer em mim o amor pela pesquisa. Meus amigos desbravadores que enfrentaram lado a lado comigo a hidrologia selvagem.

A Camyla e João, pelos sábios conselhos, as piadas sem graça que sempre trazem alegria, a parceria, obrigada por tudo.

Aos meus amigos Paulo, Tairine, Fran, e Vanessa, parceiros da graduação e da vida. Agradeço pelos momentos bons e ruins, fáceis e difíceis, por que eles construíram nossa amizade eterna. Especialmente a Paulo e Tairine, agradeço pela paciência em meus momentos de loucura e estresse, sempre parceiros nunca me abandonaram.

Agradeço a Rodrigo, meu parceiro de vida, meu porto seguro. Gracias amor por estar a mi lado, por acompañarme en esta aventura. Que vengan nuevos horizontes a desbravar por que juntos todo lo podemos.

A Luis Garbossa e Pablo Borges por aceitarem o convite e participarem da banca. Agradeço pelo tempo e pelas contribuições.

Aos meus amigos que sempre estiveram comigo, longe ou perto, me dando força, compartilhando momentos bons e ruins. Obrigada por sempre estarem presente.

À Universidade Federal de Santa Catarina por ter sido minha segunda casa.

RESUMO

A conexão entre as regiões da bacia pelo fluxo de água depende de limiares relacionados aos mecanismos de geração de escoamento superficial e as características da paisagem. Este trabalho investigou os limiares que desencadeiam a ocorrência de escoamento superficial em uma bacia de encosta na bacia hidrográfica da Lagoa do Peri, Florianópolis – SC. A bacia de estudo com área de 2,8ha e declividade média de 23%, foi monitorada no período de 8 de março de 2017 a 23 de maio do mesmo ano. Foram instalados 9 detectores de escoamento superficial dos quais se obtiveram 12 observações de ocorrência de fluxo, os quais foram analisados contra os dados de chuva obtidos de um pluviômetro instalado a 200m da área de estudo. Dados de permeabilidade do solo e infiltração foram obtidos em ensaios de campo, totalizando seis locais de caracterização. Independente da região da bacia, sempre há um limiar de umidade mínimo a ser superado para iniciar-se o escoamento. Foram encontrados três padrões de resposta ao escoamento superficial, organizados em três categorias. Na primeira, Resposta à Umidade, a umidade antecedente de sete dias determinou o limiar para a geração de escoamento. A classificação de Resposta Múltipla apresenta três faixas de limiares determinadas pela umidade na bacia e dependentes da intensidade máxima precipitação de 10 minutos do evento. Já para o terceiro padrão, Resposta Temporal, o limiar é estabelecido pela atuação conjunta de umidade antecedente mínima e duração do evento. O mecanismo de geração de escoamento dominante na bacia variou de um local para outro em função das propriedades do solo e vegetação, sendo o escoamento por saturação dominante a partir de certo limiar em todos os sensores, porém este respondeu de forma distinta às características do evento de uma região para outra na bacia. Antes desse limiar para o escoamento por saturação ser alcançado, há mistura de processos relacionados às características da paisagem. Este trabalho permitiu uma visão conceitual sobre o caminho que água percorre até alcançar as linhas de fluxo e como as propriedades do solo e características da paisagem variam espacialmente influenciando a conexão hidrológica entre a encosta e a vertente.

Palavras-Chave – Geração de escoamento superficial, conectividade, limiares.

ABSTRACT

The connection between watershed regions by water flows depends on thresholds related to the mechanisms of runoff generation and landscape features. This work investigated the thresholds that trigger the occurrence of surface runoff in a hillside watershed in the Peri Lagoon watershed, Florianópolis - SC. The study basin with an area of 2.8 ha and an average slope of 23% was monitored in the period from March 8, 2017 to May 23 of the same year. A total of 9 surface runoff detectors were installed from which 12 flow observations were obtained, which were analyzed against the rainfall data obtained from a rain gauge installed at 200m from the study area. Soil permeability and infiltration data were obtained in the field, totaling six characterization sites. Regardless of the region of the watershed, there is always a threshold of minimum humidity to be exceeded to start the flow. Three patterns of response to surface runoff were found, organized into three categories. In the first, Response to Humidity, the antecedent humidity of seven days determined the threshold for generation of flow. The Multiple Response classification presents three threshold ranges determined by the humidity in the watershed and dependent on the intensity maximum 10 minute precipitation of the event. Whereas for the third standard, Temporal Response, the threshold is established jointly by the action of minimum antecedent humidity and duration of the event. The dominant flow generation mechanism in the watershed varied from one site to another according to soil and vegetation properties, and the saturation flow was dominant from a certain threshold in the sensors, however this one had a different response to the characteristics of the event from one region to another in the watershed. Before reaching this threshold for saturation flow, there is a mixture of processes related to landscape characteristics. This work allowed a conceptual view on the path that water travels until reaching the flow lines and how the soil properties and landscape characteristics vary spatially influencing the hydrological connection between the hillside and the slope.

Keywords - Generation of surface runoff, connectivity, thresholds.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Caminhos percorridos pela água desde a precipitação até os canais: Escoamento superficial, Fluxo pela camada orgânica, fluxo subsuperficial (FSSP), fluxo subterrâneo (FST), áreas de saturação (Asat) e fluxo de retorno (FR). Adaptado de Hornberger <i>et al.</i> (1998) e Bachmair e Weiler (2011).....	24
Figura 2- Papel dos limiares de fluxo e de escala de tempo na determinação dos processos de escoamento. As linhas vermelhas indicam casos em que existe uma conectividade de superfície ou subterrânea com o as vertentes. Adaptado de Saffarpour <i>et al.</i> (2016). 32	32
Figura 3-Localização da Lagoa do Peri e sua bacia hidrográfica.....	33
Figura 4- Localização da área de estudo: Levantamento topográfico e curvas de nível geradas; Hidrografia obtida das novas curvas de nível; Bacia hidrográfica extrapolada pelo MDT da SDS.....	35
Figura 5-Esquema do ensaio para determinação da condutividade hidráulica saturada pelo método poço invertido.	36
Figura 6- Teste do poço invertido para determinação da condutividade hidráulica	38
Figura 7- Localização dos ensaios de condutividade hidráulica e infiltração.....	38
Figura 8 - Método dos “anéis concêntricos” para determinação da capacidade de infiltração em campo.	39
Figura 9- Amostras de solo para ensaio de granulometria: Em encosta lateral à vertente a 1m (1), 1,6m (2) e 2m (3) de profundidade e amostra sobre a vertente a 1,24 m (4) de profundidade.....	41
Figura 10- Detector de escoamento superficial (DES).....	42
Figura 11- Localização dos detectores de escoamento superficial.....	43
Figura 12- Pluviômetro utilizado no estudo.....	44
Figura 13- Histograma de precipitação para o período de monitoramento.	44
Figura 14- Resultados do ensaio de granulometria: Poço sobre a vertente (amostra 4) e poço na encosta lateral à vertente (amostras 1, 2 e 3 em ordem de profundidade).....	47
Figura 15 - Resultado do ensaio de infiltração: Volume de água infiltrada ao longo do tempo.	49
Figura 16- Resultado do ensaio de infiltração: Taxa de infiltração em função do tempo.....	50
Figura 17- Correlação entre a porcentagem de sensores ativos (%) e o volume de chuva acumulado para 7 dias, H7 (mm).....	51

Figura 18- Plano de melhor ajuste (superior) da correlação entre Sensores ativos (%), H_7 (mm) e I_{10} (mm/h) padronizados, e visualização dos resíduos em relação ao plano (inferior).	51
Figura 19- Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias, H_7 (● representa os dias com escoamento e ○ significa que não houve água nos sensores) e intensidade de 10 minutos em função da umidade antecedente (x , I_{10}). A linha tracejada indica o início da conexão.	52
Figura 20- Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias (●, H_7) e intensidade de 10 minutos em função da umidade antecedente (x , I_{10}), no intervalo $8,2 < H_7 < 38,2$ mm. As linhas tracejadas foram utilizadas para melhorar a visualização da variação dos dados. .	52
Figura 21- Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias (●, H_7) e duração do evento em função da umidade antecedente (▲), no intervalo $H_7 > 38,2$ mm. As linhas tracejadas foram utilizadas para melhorar a visualização da variação dos dados.	53
Figura 22- Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias, H_7 (● representa os dias com escoamento e ○ significa que não houve água nos sensores) e intensidade de 10 minutos em função da umidade antecedente (x , I_{10}). Cada gráfico representa um sensor cujo nome está assinalado na figura. As linhas tracejadas indicam os limiares para o escoamento.	54
Figura 23- Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias, H_7 (● representa os dias com escoamento em S3 e S7, ○ significa que não houve água nos sensores) e duração do evento de intensidade máxima em função da umidade antecedente (▲).	56
Figura 24- Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias, H_7 (● representa os dias com escoamento em S9 e ○ significa que não houve água nos sensores) e intensidade de 10 minutos em função da umidade antecedente (x , I_{10}). Os traços (-) representam os eventos para os quais não se tem registro.....	56
Figura 25- A água move-se lateralmente próxima à superfície alimentando a vertente onde está S1. As setas indicam a direção da água. Fotografia registrada dia 19/04/2017.	57
Figura 26- Formação de áreas de saturação: movimentação da água no solo e influência da distribuição das propriedades deste. Fonte: Elaborada pelo autor.....	59
Figura 27- Área ribeirinha saturada próxima a S4. A água precipitada não consegue infiltrar e escoar pela superfície. Fotografia registrada dia 11/04/2017.....	59

Figura 28- Ocorrência de escoamento sobre a superfície impermeável das rochas e quando as cavidades são preenchidas. Fonte: fotografia registrada dia 17/04/2017 (esquerda), desenho de autoria própria (direita).....	60
Figura 29- Presença de áreas com pouca ou nenhuma cobertura vegetal próximo a S2. Fonte: fotografia registrada dia 24/04/2017.	61
Figura 30- Área de Contribuição para S7, com presença de rochas e muita vegetação cobrindo a superfície.....	62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Valores para Taxa de Infiltração encontrados em florestas de Mata Atlântica.....	27
Tabela 2- Classificação dos solos baseada nos valores de condutividade. Adaptado de Mitchell (2005).	28
Tabela 3- Valores típicos de permeabilidade de solos sedimentares. Adaptado de Pinto (2002).	29
Tabela 4- Valores para Condutividade Hidráulica Saturada (K_{sat}) encontrados florestas de clima úmido.	29
Tabela 5- Caracterização do solo de acordo com a NBR6502 (1995) .	41
Tabela 6- Caracterização das amostras coletadas para ensaio de granulometria.	48
Tabela 7- Resultados dos ensaios de condutividade hidráulica pelo método do poço invertido e profundidade do poço.....	49
Tabela 8- Limiares intermediários, no qual I_{10} é a intensidade mínima necessária no intervalo de H_7 para ocorrer escoamento.....	55

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolos	Descrição	Unidade
TI	Taxa de Infiltração	[LT ⁻¹]
K	Condutividade hidráulica	[LT ⁻¹]
Ksat	Condutividade hidráulica saturada	[LT ⁻¹]
vm	Velocidade média	[LT ⁻¹]
Q	Vazão de infiltração	[L ⁻³ T ⁻¹]
A	Área de superfície de infiltração	[L ⁻²]
r	Raio do poço de ensaio	[L]
h	Altura da Coluna de água	[L]
Z	Lâmina de água infiltrada acumulada	[LT ⁻¹]
t	Tempo	[T]
m	Taxa de infiltração instantânea ao final do primeiro minuto	[LT ⁻¹]
a	Constante empírica	-
C	Taxa de infiltração instantânea ao final do primeiro minuto	[LT ⁻¹]
API	Índice de Precipitação Antecedente	-

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	19
2	OBJETIVOS.....	21
	2.1 Objetivo Geral:.....	21
	2.2 Objetivos Específicos:	21
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
	3.1 Geração de escoamento superficial.....	23
	3.2 Propriedades do solo	26
	3.3 Conectividade Hidrológica	30
	3.4 Limiares para a conectividade hidrológica	30
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	33
	4.1 Área de estudo.....	33
	4.2 Ensaio de condutividade hidráulica saturada	35
	4.3 Determinação da capacidade de Infiltração	38
	4.4 Análise granulométrica	40
	4.5 Monitoramento de escoamento superficial	41
	4.6 Monitoramento de precipitação	43
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	47
	5.1 Caracterização das propriedades do solo	47
	5.2 Limiares para o início do escoamento.....	50
	5.3 Mecanismo dominante na geração de escoamento superficial.....	56
6	CONCLUSÕES	64
7	RECOMENDAÇÕES.....	66
8	BIBLIOGRAFIA	67

1 INTRODUÇÃO

A conectividade hidrológica é definida como a ligação entre as regiões da bacia hidrográfica por meio do fluxo de água (BLUME; VAN MEERVELD, 2015). Variável no tempo, o fluxo pode conectar partes da bacia durante eventos de chuva, marcando a ligação física entre o sistema terrestre e aquático (EDWARDS; WETZEL, 2005). O processo de maior importância dentro da conexão depende da escala adotada podendo a conexão ser descrita por aspectos estáticos da paisagem, como as características físicas da bacia (conectividade estrutural), ou pelas variações de curto prazo da frequência e intensidade dos eventos de precipitação (conectividade funcional) (TOLEDO, 2013).

Os limiares a serem superados para desencadear a conexão é um conceito crítico para a compreensão da resposta hidrológica da bacia na escala de tempo do evento (SAFFARPOUR *et al.* 2016). A precipitação total, a intensidade máxima de chuvas e as variações sazonais de umidade antecedente controlam o limiar da conectividade (ZIMMERMANN *et al.* 2014). Mas a chuva não é único fator relevante, sendo as características da superfície do solo e a microtopografia controles importantes na geração do fluxo terrestre (GODSEY *et al.* 2004), tornando as redes de fluxo dinâmicas para uma ampla gama de configurações topográficas, geológicas e climáticas (GODSEY *et al.* 2014).

O percurso da precipitação a partir do momento que alcança a superfície até os canais de drenagem é uma pergunta que não pode ser respondida facilmente. De maneira geral, os mecanismos de geração escoamento superficial podem ser classificados em: i) excesso de infiltração (MCDONNELL *et al.* 2013), também chamado de escoamento hortoniano (HORTON, 1933); ii) áreas de saturação (BACHMAIR; WEILER, 2011); iii) fluxo de retorno (ZIMMERMANN *et al.* 2014). Ainda existe a categoria “fluxo da camada orgânica” (WEILER *et al.* 2004), quando ocorre na camada de raízes próximas à superfície.

Esta divisão entre os mecanismos é uma forma esquemática para tentar compreender os processos hidrológicos, mas podem vir a estar relacionados entre si em uma abordagem integradora que visualiza todos os mecanismos como um único processo, mas descrito sobre diferentes perspectivas e escalas (MCDONNELL *et al.* 2013). Esta abordagem permite a extrapolação do sistema hídrico a outras disciplinas, incidindo diretamente em alguns problemas de interesse social, como sustentar o fluxo durante as secas e restaurar os ecossistemas produtivos terrestres e

aquáticos (GRANT *et al.* 2017). Assim, o conhecimento dos limiares que controlam a conectividade do fluxo terrestre é essencial para a compreensão e previsão das respostas de escoamento superficial e qualidade dos corpos hídricos (BLUME; VAN MEERVELD, 2015).

A grande questão é quando se inicia o fluxo? O que influencia a resposta de uma bacia a eventos diferentes? Por que umas áreas são mais propensas que outras a gerar escoamento superficial? Na investigação de respostas a estas perguntas, este trabalho apresenta os limiares da conectividade hidrológica por meio do escoamento superficial em uma bacia coberta por floresta de mata atlântica, em área de encosta na Lagoa do Peri, Florianópolis. Os locais onde ocorreu escoamento foram analisados em função de variáveis hidrológicas de precipitação e umidade antecedente, associadas ao início do escoamento. A partir destes resultados, se propôs o mecanismo de geração de escoamento superficial com base nas propriedades do solo.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral:

Analisar os limiares que determinam a conectividade hidrológica a través do escoamento superficial para uma bacia de encosta florestada da Lagoa do Peri, Florianópolis - SC.

2.2 Objetivos Específicos:

- Caracterizar a área de estudo em função dos parâmetros do solo que influenciam a geração de escoamento.
- Avaliar como as características do evento de precipitação influenciam a conexão hidrológica entre encosta e vertente.
- Apresentar um modelo conceitual do mecanismo dominante no processo de geração de escoamento na área de estudo.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Geração de escoamento superficial

O escoamento superficial é definido como a água que flui pela superfície até encontrar os canais de drenagem (HORNBERGER *et al.*, 1998). O mecanismo que determina o percurso da água a partir da precipitação que alcança a superfície até os canais de drenagem é uma pergunta que não pode ser respondida facilmente (DAVIE, 2002).

Hornberger *et al.* (1998) propõem quatro processos principais pelos quais a água precipitada pode chegar até as vertentes: precipitação direta sobre os canais ativos, escoamento superficial, escoamento subsuperficial e fluxo subterrâneo. Mas em síntese, o escoamento pode ser gerado por três mecanismos diferentes (Figura 1): i) excesso de infiltração, quando a precipitação supera a taxa de infiltração (MCDONNELL *et al.*, 2013) ou escoamento superficial hortoniano (HORTON, 1933); ii) áreas de saturação, que ocorrem quando a capacidade de armazenamento do solo é excedida e nenhuma infiltração adicional é possível (BACHMAIR; WEILER, 2011), ou escoamento Dunniano (SANTOS, 2009); iii) afloramento do lençol freático, também chamado de escoamento de retorno (ZIMMERMANN *et al.*, 2014). Ainda existe a categoria “fluxo da camada orgânica” (WEILER *et al.* 2004), quando ocorre na camada de raízes próximas à superfície. Todos estes são mecanismos de escoamento que contribuem para o fluxo, mas a importância relativa de cada um deles depende da bacia em estudo e das características das chuvas durante uma tempestade (DAVIE, 2002).

No momento em que um solo recebe água, esta se infiltra até alcançar a capacidade máxima de infiltração, ou a máxima taxa com que o solo, em uma dada condição, é capaz de absorver água. Quando a capacidade máxima de infiltração do solo é superada, uma parte da precipitação acumula-se na superfície podendo ocorrer escoamento superficial. Sob esta hipótese, a taxa de infiltração de um solo atua como uma barreira de controle ou dispositivo de divisão; assim onde a capacidade de infiltração de um solo é baixa, o escoamento superficial hortoniano ocorre facilmente (DAVIE, 2002).

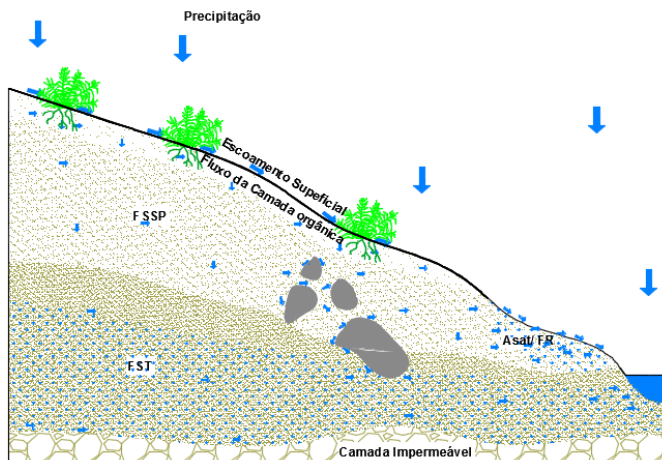


Figura 1- Caminhos percorridos pela água desde a precipitação até os canais: Escoamento superficial, Fluxo pela camada orgânica, fluxo subsuperficial (FSSP), fluxo subterrâneo (FST), áreas de saturação (Asat) e fluxo de retorno (FR). Adaptado de Hornberger *et al.* (1998) e Bachmair e Weiler (2011).

Hidrólogos tem observado grande capacidade de infiltração em áreas de floresta devido à presença de vegetação e biomassa em decomposição, protegendo o solo contra a compactação causada pelo impacto das gotas de chuva e formando macroporos que propiciam a drenagem do solo mantendo alta permeabilidade. Em áreas florestadas de zonas temperadas, o solo pode ser capaz de infiltrar toda a precipitação (CUSTODIO; LLAMAS, 1983). Nestes casos o escoamento hortoniano se torna pouco significativo para o escoamento superficial da bacia (HORNBERGER *et al.*, 1998). O modelo proposto por Horton em 1933 é mais adequado para bacias hidrográficas urbanas ou de regiões semiáridas, com solos rasos, de baixa capacidade infiltração e com pouca cobertura vegetal.

A água que infiltra no solo pela força da gravidade percola ao longo do perfil até encontrar o lençol freático. Porém, quando uma camada de solo de menor permeabilidade é atingida a água se move lateralmente, aumentando assim o fluxo durante períodos extremamente úmidos podendo levar ao escoamento subsuperficial. Este movimento lateral pode ocorrer na matriz do solo ou ao longo de caminhos preferenciais, como rachaduras e bioporos, contribuindo para o fluxo nos canais ou alimentando o fluxo subterrâneo. Quando o escoamento subsuperficial lateral se acumula em alguma área da bacia, o escoamento por saturação, ou dunniano, é produzido pela precipitação

direta sobre estas áreas saturadas. Por sua vez, se o fluxo subsuperficial ou o subterrâneo superarem a declividade da encosta ocorre escoamento de retorno, resultante do afloramento da superfície freática. As áreas da bacia propensas à saturação geralmente ocorrem próximas aos canais ou em áreas de recarga de água subterrânea. Essas áreas variam em tamanho, aumentando durante eventos e diminuindo em períodos de seca (DUNNE *et al.*, 1975; BEVEN, 1979). Devido à sua variabilidade são conhecidas como Áreas Variáveis de Afluência (AVA) (SANTOS, 2009), altamente dependentes do fluxo subsuperficial, da chuva e da umidade inicial do solo.

É importante salientar que este fluxo subsuperficial é distinguido do “verdadeiro fluxo da água subterrânea” na medida em que flui pelas camadas superiores do solo antes de alcançar a zona saturada de águas subterrâneas (lençol freático) (WHIPKEY, 1965). Enquanto um importante contribuinte para o volume do fluxo nos córregos, o escoamento subsuperficial também é responsável pelo transporte de nutrientes para corpos de água superficiais. Logo, o trajeto do escoamento no subsolo muitas vezes determina a química das águas que descarregam para dentro da corrente e, conseqüentemente, a qualidade destas (WEILER *et al.*, 2004). Existem poucos estudos experimentais que identificam caminhos hidrológicos dentro das encostas da floresta tropical. Contudo, esse conhecimento é necessário para entender por que o distúrbio da floresta afeta a resposta do fluxo à chuva e ao fluxo e migração de nutrientes (CHAPPELL; SHERLOCK, 2005).

A ocorrência de AVA não exclui a ocorrência de escoamento hortoniano. Em áreas de encosta, com terrenos úmidos, íngremes e bem vegetados, o mecanismo dominante para a geração de escoamento superficial é o Dunniano (MEERDVEL; McDONNELL, 2006b); No entanto, devido às altas intensidades de precipitação em áreas úmidas e latitudes médias, o taxa de infiltração pode ser superada, ocorrendo escoamento hortoniano. Em climas mais secos e solos rasos com topografia suave, o escoamento subsuperficial pode ocorrer apenas sob certas condições extremas (alta umidade do solo), quando os gradientes induzem o fluxo lateral para o canal (DUNNE e BLACK, 1970a e 1970b; DAVIE, 2002; WEILER *et al.* 2004).

A tendência de movimento descendente do fluxo de água é originada pelo gradiente potencial hidráulico, provocado pela diferença de umidade entre as camadas superiores e inferiores do solo, após o início da precipitação. Para solos saturados, o caminho preferencial do fluxo depende do meio poroso e da condutividade hidráulica saturada. Em condições não saturadas, a condutividade hidráulica varia com as

condições de umidade. Geralmente um solo com poros maiores tem uma maior condutividade hidráulica, mas sorvidade menor do que um solo com poros menores, modificando a direção do fluxo nas diferentes camadas do terreno (HALLETT, 2008).

3.2 Propriedades do solo

A taxa de infiltração e condutividade hidráulica são as propriedades mais importantes para a resolução de problemas relacionados ao movimento, redistribuição e retenção da água no solo (FONSECA, 2011).

Após anos de estudo em uma bacia hidrográfica de primeira ordem, de 0.75 ha, no Peru, Vertessy (2001) reconheceu a importância da distribuição espacial das propriedades do solo no mecanismo de geração de escoamento superficial. Chegando à conclusão de que a maneira pela qual as propriedades hidráulicas do solo são representadas tem consequências modestas para os hidrogramas de escoamento, mas um impacto muito significativo em padrões espaciais simulados do fluxo superficial.

3.2.1 Capacidade de infiltração

A infiltração é definida como a entrada de água no solo através da interface solo-atmosfera, sendo um processo de superfície (LIBARDI, 1995). De maneira geral, a partir de condições de solo seco, a infiltração apresenta uma taxa inicial alta, a qual diminui gradativamente durante uma chuva prolongada, até que atinge um valor constante. A diminuição da velocidade de infiltração é função do decréscimo do gradiente de potencial total da água do solo na superfície. Depois de certo tempo, quando o gradiente tende à estabilidade, a velocidade torna-se praticamente constante. Esta capacidade máxima de infiltração depende da velocidade de percolação, que é o avanço vertical e da percolação da água no perfil do solo (CASTRO, 1999; HORTON, 1933).

A capacidade de infiltração do solo resulta de diversos fatores, entre eles a água disponível para infiltrar, a natureza do solo (granulometria, textura e estrutura), estado da superfície do solo e quantidades de água e ar inicialmente presentes no solo. A cobertura vegetal é responsável pelo aumento da macroporosidade da camada superficial e protege os agregados do impacto direto das gotas de chuva e, consequentemente, é capaz de manter altas taxas de infiltração e

diminuir consideravelmente as perdas de água e solo (FONSECA, 2011).

Valores encontrados na literatura para a taxa de infiltração em florestas de mata atlântica são apresentados na Tabela 1. Tomou-se o cuidado de selecionar autores que utilizaram a mesma metodologia utilizada neste trabalho, a fim de evitar divergências inerentes à utilização de diferentes tipos de ensaio.

Tabela 1- Valores para Taxa de Infiltração encontrados em florestas de Mata Atlântica

Localização	Taxa de Infiltração (mm/h)	Bibliografia
Floresta Nacional de Caxiuaná (PA, Brasil)	36 a 474	Dantas <i>et al.</i> (2011)
Reserva Mata do Paraíso (MG, Brasil)	208,1 a 1171,5	Costenaro <i>et al.</i> (2009)
Bacia experimental ribeirão Concórdia (SC, Brasil)	300 a 900	Pinheiro <i>et al.</i> (2009)

A taxa de infiltração em florestas de mata atlântica supera valores típicos de precipitação, o que está de acordo com a rara ocorrência de escoamento hortoniano nestes ambientes.

3.2.2 Condutividade Hidráulica

Condutividade hidráulica (K) é a propriedade que o solo apresenta de permitir o escoamento da água através de seus poros e entre as camadas do solo (CAPUTO, 1996; GONÇALVES; LIBARDI, 2013). Na literatura, a condutividade hidráulica é denominada também permeabilidade, sendo representada pelo coeficiente de permeabilidade ou coeficiente de condutividade hidráulica, denominações que correspondem a uma mesma grandeza.

Esta propriedade está diretamente relacionada com o número de vazios (porosidade), distribuição e forma das partículas, além da temperatura, que afeta a viscosidade do fluido (FEITOSA; MANOEL FILHO, 2000). Em um dado solo, a condutividade hidráulica é função

do teor de umidade, tanto maior quanto mais úmido o solo, sendo que atinge o valor máximo com o solo saturado e é nula com o solo seco (CAUDURO; DORFMAN, 1986).

A condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) descreve a funcionalidade de seu sistema poroso, como quantidade, tamanho, morfologia, continuidade e orientação dos poros. Pelo fato da condutividade hidráulica na condição saturada depender em grande parte da forma e continuidade destas propriedades, K_{sat} varia fortemente de um local a outro, apresentando valores extremos em determinadas áreas e podendo diferir também nas distintas camadas do solo. A condutividade hidráulica na condição saturada é mais dependente, portanto, da estrutura do que da textura do solo e, ao elevar o grau de agregação de um solo o valor dela aumenta. O efeito da estrutura e em especial dos macroporos (diâmetro maior do que 50 μm) possibilita a um solo argiloso exibir valores de K_{sat} similares ao arenoso. Todas essas propriedades do espaço poroso que influenciam a condutividade do solo podem ser reunidas no termo único chamado “geometria porosa dos solos” (FONSECA, 2011; GONÇALVES; LIBARDI, 2013).

A Tabela 2 apresenta uma classificação proposta por Mirchell (2005), onde a condutividade hidráulica é definida pelo grau de dificuldade à passagem da água.

Tabela 2- Classificação dos solos baseada nos valores de condutividade. Adaptado de Mitchell (2005).

Grau de Condutividade Hidráulica	Condutividade Hidráulica K_{sat} (mm/h)
Alta	$>36 \times 10^3$
Média	$36 \times 10^3 - 36$
Baixa	$36 - 0,36$
Muito Baixa	$1,4 \times 10^{-3} - 3,6 \times 10^{-3}$
Praticamente Impermeável	$<3,6 \times 10^{-3}$

A caracterização granulométrica do solo apresenta grande influência nos valores de K_{sat} (

Tabela 3), sendo as argilas as mais impermeáveis e as areias grossas as que permitem maior fluxo por seus poros.

Tabela 3- Valores típicos de permeabilidade de solos sedimentares. Adaptado de Pinto (2002).

Material	Coefficiente de permeabilidade (mm/h)
Argilas	$<3,6 \times 10^{-3}$
Silte	3,6 a $3,6 \times 10^{-3}$
Areias argilosas	0,36
Areias finas	36
Areias médias	360
Areias grossas	36×10^3

Em bacias florestas, onde a condutividade hidráulica saturada do solo diminui acentuadamente com a profundidade, dominam percursos de escoamento próximos da superfície (GODSEY *et al.* 2004). A Tabela 4 condiz com a diminuição de K_{sat} com a profundidade. Nesta tabela são apresentados valores de permeabilidade encontrados na literatura para florestas de clima úmido.

Tabela 4- Valores para Condutividade Hidráulica Saturada (K_{sat}) encontrados florestas de clima úmido.

Localização	Profundidade (cm)	K_{sat} (mm/h)	Bibliografia
Ilha Barro Colorado (Panamá)	12,5	29,7	Godsey <i>et al.</i> (2004)
	30,0	1,4	
La Cuenca (Perú)	20,0	39,81	Vrtssey <i>et al.</i> (2001)
	40,0	0,12	
Rio Negrinho (Brasil)	20,0	28,0	Santos (2009)
	100,0	7,0	

3.3 Conectividade Hidrológica

A conectividade hidrológica é definida como a ligação entre as regiões da bacia hidrográfica por meio do fluxo de água (BLUME; VAN MEERVELD, 2015). Variável no tempo, o fluxo pode conectar partes da bacia durante eventos de chuva, marcando a ligação física entre o sistema terrestre e aquático (EDWARDS; WETZEL, 2005). Já Bjorkland e Pringle (2001) introduziu ao conceito a “transferência de água mediada de matéria, energia e/ou organismos dentro ou entre os elementos do ciclo hidrológico”. Esta abordagem associa elementos multidisciplinares, abrangendo disciplinas como ecologia, hidrologia e geomorfologia. O processo de maior importância dentro da conexão depende da escala adotada podendo a conexão ser descrita por aspectos estáticos da paisagem, como as características físicas da bacia (conectividade estrutural), ou pelas variações de curto prazo da frequência e intensidade dos eventos de precipitação (conectividade funcional) (TOLEDO, 2013).

3.4 Limiares para a conectividade hidrológica

Apesar do progresso significativo na compreensão do comportamento não linear das bacias hidrográficas relacionado aos limiares de umidade do solo, dinâmica da água, conectividade das vias superficiais e subsuperficiais e sua influência nos mecanismos de geração de escoamento, não é explicitamente entendido como estas propriedades interagem entre si (SAFFARPOUR *et al.*, 2016). Stephenson e Freeze (1974) argumentaram que o estado de umidade inicial da bacia é o fator mais propenso a determinar o resultado de uma previsão de escoamento, enquanto Vertessy *et al.* (2001) apresentaram as condições iniciais como menos críticas, particularmente no caso de grandes eventos. Estes e outros estudos demonstraram que a importância das condições iniciais depende dos mecanismos de escoamento dominante. Para o escoamento superficial da área saturada, a especificação correta do déficit de saturação inicial é crítica para a modelagem precisa do evento de precipitação. No caso de excesso de infiltração, a importância das condições iniciais depende da intensidade da tempestade em relação às características de infiltração do solo (FIGUEIREDO *et al.* 2016). Se a tempestade é muito maior ou menor do que as taxas de infiltração do solo, as condições iniciais não são críticas. Quando estas são de magnitude similar, a previsão de escoamento torna-se altamente sensível às condições iniciais.

Vertessy (2001) concluiu para sua bacia de estudo, de alta declividade em clima úmido, que o fluxo terrestre é gerado por excesso de infiltração, excesso de saturação e escoamento de retorno. Embora as proporções relativas de cada mecanismo não sejam conhecidas, assumiu-se que o fluxo hortoniano é pouco frequente, uma vez que a taxa de infiltração quase sempre excede a intensidade máxima de precipitação.

A Figura 2 apresenta um resumo dos efeitos combinados dos limiares para conectividade nos processos de escoamento na encosta, mostrando a importância da escala de tempo, duração do evento, fluxos e estado, e como estes se relacionam entre si. A figura é dividida em três partes: a área da direita se refere à interação entre a superfície e o subsolo, a área central apresenta os caminhos da água em termos de taxas e escalas de tempo do evento, já a área da esquerda mostra os processos dominantes na geração de escoamento.

Inicialmente, a relação entre a taxa de infiltração, permeabilidade e intensidade da precipitação determina a quantidade de água percolada. A água que não consegue infiltrar move-se pela superfície como escoamento hortoniano. Se a água percolada não for capaz de manter a saturação do solo ou suprir o déficit de umidade, não haverá preenchimento das depressões da rocha de base e a conexão com as águas subterrâneas não será estabelecida. Se o fluxo superar a capacidade de armazenamento do solo haverá escoamento lateral subsuperficial, podendo ocorrer áreas de saturação caso o tempo do evento não seja suficiente para a drenagem do solo.

Note-se que a escala de tempo é importante: há uma capacidade finita de fluxo em várias partes da bacia e o limiar de umidade deve ser excedido por um tempo suficiente para que a ação do processo gere um impacto significativo, conectando a encosta à vertente (SAFFARPOUR *et al.*, 2016). É possível que pouca chuva gere escoamento e este se acumule ou percole sem alcançar as linhas de fluxo, mas se uma chuva ocorrer por tempo suficiente, a água acumulada fluirá para os canais, e a encosta ficará conectada à vertente por caminhos preferenciais.

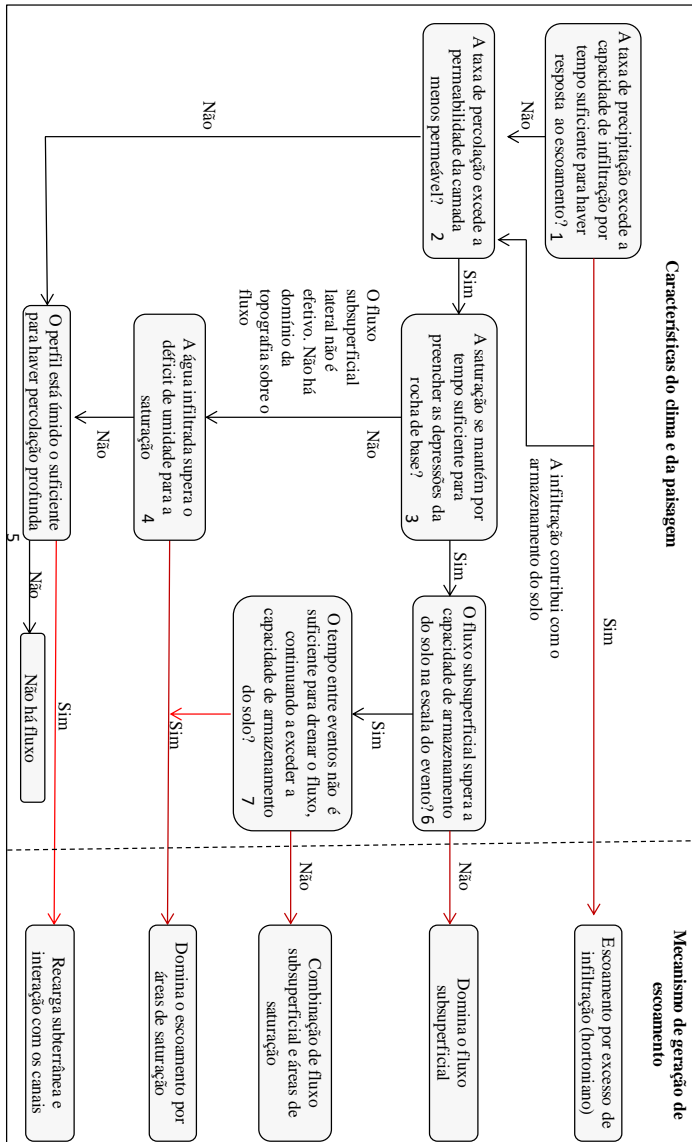


Figura 2- Papel dos limiares de fluxo e de escala de tempo na determinação dos processos de escoamento. As linhas vermelhas indicam casos em que existe uma conectividade de superfície ou subterrânea com o as vertentes. Adaptado de Saffarpour *et al.* (2016).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

4.1.1 Lagoa do Peri

A Lagoa do Peri está localizada no sul da Ilha de Santa Catarina, no município de Florianópolis, Brasil (Figura 3). Sua bacia hidrográfica está localizada entre as coordenadas $27^{\circ} 44'$ de latitude Sul e $48^{\circ} 31'$ de longitude Oeste e apresenta a área de $19,4 \text{ km}^2$. A lagoa tem uma área superficial de $5,7 \text{ km}^2$, representando 30% da área total da bacia. Quanto ao clima, apresenta características inerentes ao litoral Sul brasileiro. Segundo os critérios de Köppen, a classificação climática da região é do tipo Cfa (Clima Mesotérmico Úmido), sem estação seca e com verão quente. Situada na zona intermediária subtropical, pertence ao grupo mesotérmico úmido “C”, com a temperatura média do mês mais frio sendo maior do que 3° C e menor que 18° C , e a temperatura média do mês mais quente superior a 22° C (SANTOS *et al.*, 1989). A precipitação média anual de 1800 mm , com base em registros de 40 anos.

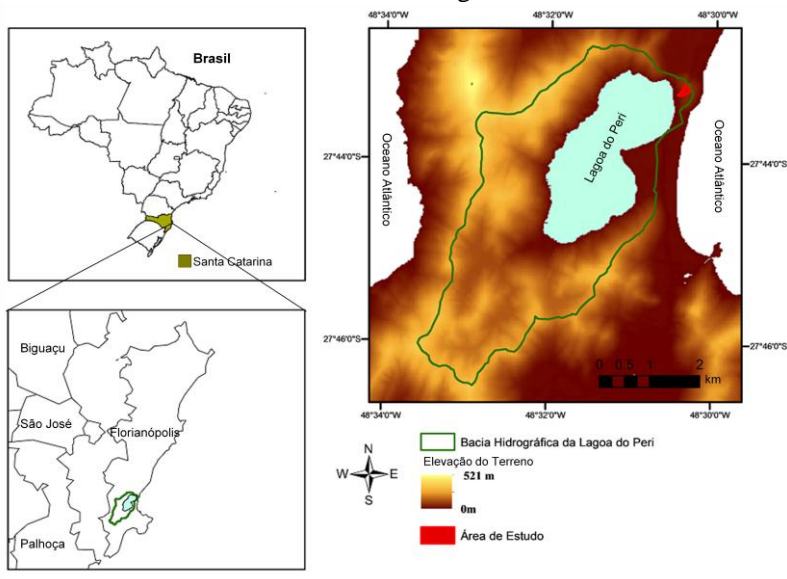


Figura 3-Localização da Lagoa do Peri e sua bacia hidrográfica.

A bacia é composta por morros cobertos por Floresta Ombrófila Densa, e ainda por restinga típica de vegetação litorânea, que separa a lagoa do oceano atlântico (SANTOS *et al.*, 1989). Abriga um dos últimos remanescentes de Mata Atlântica do município, destacando-se como um importante ecossistema de preservação da biodiversidade (CARDOSO *et al.*, 2008). Devido a sua importância, em 1981 foi criado o Parque Municipal da Lagoa do Peri, através da Lei nº 1.828/81, sendo atualmente uma das mais importantes Unidades de Conservação de Proteção Integral do Município de Florianópolis.

4.1.2 Delimitação da área de estudo

A área de estudo localiza-se em uma encosta nordeste da bacia hidrográfica da Lagoa do Peri (Figura 4). Coberta por vegetação nativa (Mata Atlântica), a área de estudo apresenta canais de drenagem intermitentes que deságuam em uma área permanentemente úmida. O solo é caracterizado como cambissolo moderadamente drenado com áreas rochosas e forte ondulação (IBGE-EMBRAPA, 2001).

Devido à alta densidade da vegetação e pouca profundidade das vertentes, a resolução de 1 metro do modelo digital de terreno (MDT) disponível não era refinada o suficiente para gerar acúmulo nos canais. Assim, foi feito um levantamento topográfico com Estação Total Leica TPS400, totalizando 380 pontos (Figura 4). A hidrografia pôde então ser gerada a partir das curvas de nível obtidas no levantamento topográfico. Os limites da bacia, onde não houve levantamento topográfico, foram definidos com base no MDT disponibilizado pela Secretaria de Estado do Desenvolvimento Sustentável (SDS). O sistema de projeção utilizado foi SIRGAS 2000.

A área da bacia resultou em 2,8ha, com declividade variando de 0% a 108%, declividade média de 23%.

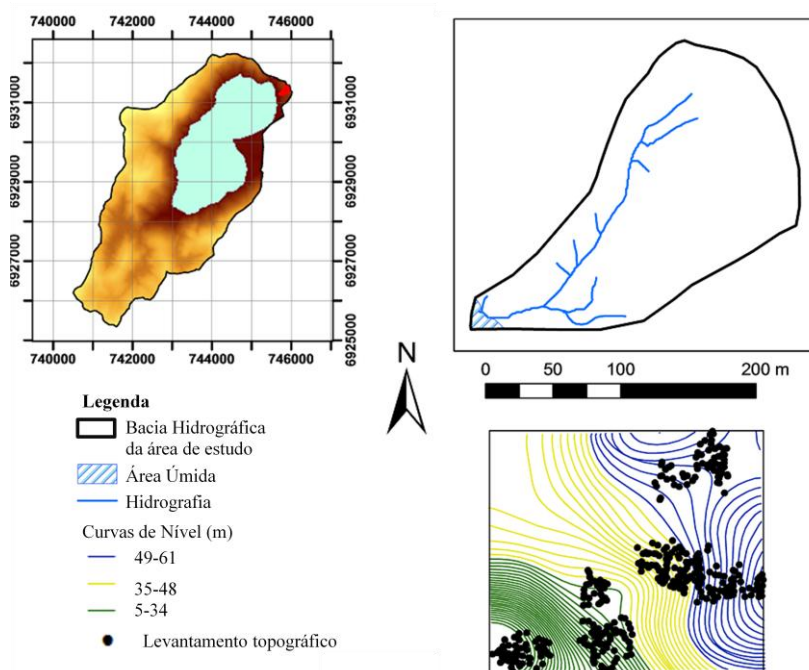


Figura 4- Localização da área de estudo: Levantamento topográfico e curvas de nível geradas; Hidrografia obtida das novas curvas de nível; Bacia hidrográfica extrapolada pelo MDT da SDS.

4.2 Ensaio de condutividade hidráulica saturada

Na determinação da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) do solo foi utilizado o método do “poço invertido”, como descrito por Cauduro e Dorfman (1986), seguindo os procedimentos recomendados por ABGE (2013).

O método do poço invertido é um ensaio de carga variável empregado em solos que não apresentam lençol freático ou quando o mesmo está situado abaixo da camada a ser medida. Consiste em abrir um poço, enchê-lo com água várias vezes para umedecer o solo e posteriormente medir a velocidade de rebaixamento do nível da água (SANTOS, 2009). A representação do método é mostrada na Figura 5.

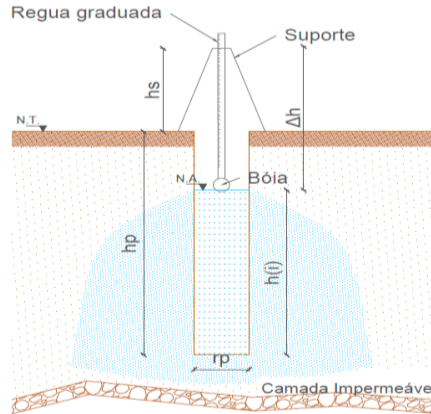


Figura 5-Esquema do ensaio para determinação da condutividade hidráulica saturada pelo método poço invertido.

O tempo de umedecimento afeta os resultados do ensaio por que a condutividade hidráulica varia com as condições de umidade do solo. Para uniformizar a metodologia empregada, aplicou-se água no poço durante 10 minutos antes de iniciar as medições, como recomendado por ABGE (2013), ou até que o rebaixamento não sofresse variações significativas. O objetivo do umedecimento é alcançar a saturação do solo, preenchendo macroporos e aberturas, alcançando um escoamento permanente, tornando válidas as equações da Lei de Darcy. Isto garante que todos os ensaios sejam realizados sob as mesmas condições de umidade, ou seja, quando K é máximo. Contudo, este tempo é orientativo, já que não é suficiente para alcançar a total saturação do solo, mas é suficiente para obter resultados satisfatórios, compatíveis com os erros inerentes à própria execução do ensaio.

O método do poço invertido se baseia na hipótese de que o solo se encontre praticamente saturado e, de acordo com Lei de Darcy, a velocidade média (v_m) do fluxo se aproxima da condutividade hidráulica (K) (OOSTERBAAN; NIJLAND, 1994). Como a vazão de infiltração, Q , é igual ao produto de v_m vezes a área de superfície de infiltração (A), tem-se que $Q = K \cdot A$.

Sendo $A = \pi r^2 + 2\pi r h$ (sendo r o raio do poço e h a altura da coluna de água), temos $Q = 2\pi K r \cdot (h + \frac{1}{2} r)$.

Também podemos descrever Q como a taxa em que varia a coluna de água no tempo, assim $Q = -\pi r^2 \frac{dh}{dt}$

Igualando as duas expressões e integrando h no tempo para obtermos K , chegamos à relação:

$$K = 1,15 \cdot r \cdot \frac{\log(h_{t_0} + 1/2 r) - \log(h_{t_1} + 1/2 r)}{t - t_0} \quad (1)$$

onde h é a altura da coluna d'água dentro do poço no instante t (mm), r é o raio do poço (mm) e t é o instante de tempo no cálculo (h)

Um gráfico de tempo no eixo das abscissas e os respectivos $\ln(h_{(i)} + r/2)$ nas ordenadas, fornece a declividade ($\tan\beta$) da reta de variação de h em função do tempo. Assim:

$$K = 1,15 \cdot r \cdot \tan\beta \quad (2)$$

4.2.1 Realização do ensaio

Primeiramente abriu-se um poço com trado manual de 7 cm de diâmetro até alcançar uma camada impermeável. Preencheu com água o poço e, após o rebaixamento, fez-se o ensaio como descrito anteriormente. As medições foram realizadas a cada dez segundos nos primeiros dois minutos e a cada um minutos até o final do ensaio. As observações ocorrem até que não seja observada uma variação progressiva dos valores lidos ou até que a diferença entre leituras isoladas e seu valor médio não supere 20% (ABGE, 2013).

Devido ao custo de equipamentos comerciais, para este trabalho adaptou-se um tripé de câmera fotográfica, uma trena e uma bola de isopor que funcionou como boia (Figura 6). O equipamento foi previamente testado em laboratório e apresentou um erro de 5% entre as leituras, o qual foi considerado aceitável frente às diversas interferências do meio sobre o ensaio.



Figura 6- Teste do poço invertido para determinação da condutividade hidráulica

O ensaio foi realizado em cinco locais da área de estudo, localizadas na parte media superior da bacia. Destes, dois foram realizados sobre a vertente, dois na parte superior da bacia e um na região central (Figura 7). Na região media inferior da bacia há predominância de matações de diversos tamanhos que cobrem o solo, inviabilizando o ensaio.

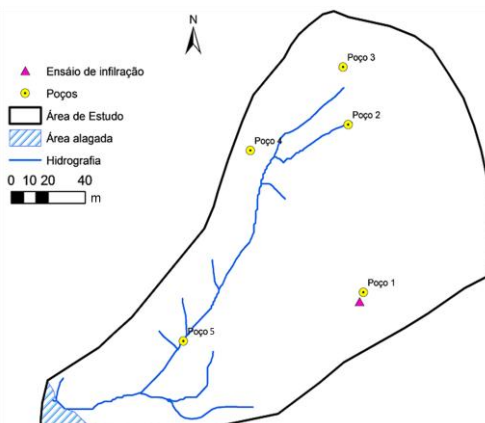


Figura 7- Localização dos ensaios de condutividade hidráulica e infiltração.

4.3 Determinação da capacidade de Infiltração

O método utilizado na determinação da capacidade de infiltração de água do solo deve ser escolhido pela sua capacidade de representar as condições naturais às quais o solo é submetido durante eventos de precipitação. Isso se faz necessário devido a influencia das condições de superfície, condutividade hidráulica saturada, distribuição de tamanho e volume de poros, presença de horizontes estratificados e umidade inicial do solo, entre outros, sobre a taxa de infiltração (PRUSKI *et al.*, 1997).

Neste trabalho, para determinação da capacidade de infiltração na área de estudo foi utilizado o método dos “Cilindros Concêntricos” (CAUDURO; DORFMAN, 1986). Dois cilindros, de raios de 50 cm e 25 cm, ambos com 30 cm de altura, foram cravados no solo simultaneamente de forma concêntrica até a profundidade de 10 cm (Figura 8). O anel externo cumpre a função de umedecer o solo ao redor do cilindro central, direcionando o fluxo deste na direção vertical, evitando a leitura de infiltração lateral. Utiliza-se uma bóia acoplada a uma trena que permitirá ler visualmente a variação de nível da água no

cilindro interno. A duração do ensaio foi de 40 minutos, quando a variação da lâmina de água no tempo se tornou visualmente estável.



Figura 8 - Método dos “anéis concêntricos” para determinação da capacidade de infiltração em campo.

Realizou-se um ensaio de infiltração, próximo ao Poço 1, perto do divisor de águas da bacia (Figura 7), por considerar-se que a taxa de infiltração não tem variações significativas nesta bacia de pequena área. A escolha deste local baseou-se em: i) cobertura vegetal predominante na bacia; ii) área da bacia menos vulneráveis a perda por interceptação, ou seja, com menos densidade de árvores; iii) O Poço 1 apresentou a menor condutividade hidráulica saturada medida durante a pesquisa, havendo maior possibilidade de ocorrer escoamento por exceder da taxa de infiltração; iv) presença de áreas planas para realização do ensaio, uma vez que a declividade do terreno influencia a uniformidade da coluna de água dentro do anel; v) proximidade de uma fonte de água para o ensaio.

Para a interpretação de dados de campo é necessário um modelo matemático que represente a infiltração, como sugerido por Walker (1989, *apud* CASTRO, 1999). Os modelos empíricos têm a vantagem de permitir relacionar os parâmetros do modelo a características do solo, sem que estes tenham obrigatoriamente significado físico, e englobar na determinação de suas constantes alguns fatores que são difíceis de serem considerados nos modelos teóricos, como por exemplo, a heterogeneidade do solo. A principal limitação é que os dados ajustados só são válidos para as condições em que eles foram determinados, ou seja, não podem ser adotados para outros tipos de solos (FONSECA, 2011).

Entre as diversas equações disponíveis na literatura optou-se pelo modelo de Kostiakov, onde a infiltração acumulada é representada pela Equação 3.

$$Z = m \cdot t^a \quad (3)$$

onde Z representa a lâmina de água infiltrada acumulada (mm), t é o tempo (minutos), m é a taxa de infiltração instantânea ao final do primeiro minuto (mm/h) e a é uma constante empírica que dependem do solo, onde a varia entre 0 e 1.

No modelo de Kostiakov adotado para cálculo da infiltração acumulada e velocidade de infiltração os parâmetros utilizados não têm significado físico próprio e são avaliados a partir de dados experimentais. Para determinar o coeficiente e expoente da equação potencial utilizou-se o método de regressão linear.

A taxa de infiltração instantânea é por definição a lâmina de água que se infiltra em cada intervalo de tempo considerado. Assim, a taxa de infiltração corresponde à derivada da lâmina de água infiltrada acumulada em relação ao tempo:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{\partial(m \cdot t^a)}{\partial t} \quad (4)$$

Logo,

$$TI = m \cdot a \cdot t^{(a-1)} = C \cdot t^{(a-1)} \quad (5)$$

onde TI é a taxa de infiltração (mm/h), C é a taxa de infiltração instantânea ao final do primeiro minuto (mm/h) e t é o tempo (minutos).

4.4 Análise granulométrica

A análise granulométrica do solo foi realizada em dois locais: um sobre a vertente e um sobre a encosta lateral à vertente, ambos próximos a S3. No poço sobre a vertente extraiu-se uma amostra à profundidade de 1,24 m, onde não foi mais possível cavar devido à presença de rochas. A camada era homogênea em cor e textura (Figura 9(4)).

Sobre a encosta lateral à vertente se obtiveram três amostras, a 1m, 1,6m e 2m de profundidade (Figura 9(1), (2) e (3), respectivamente). Estas profundidades foram escolhidas por haver diferença significativa de cor e textura (Figura 9).



Figura 9- Amostras de solo para ensaio de granulometria: Em encosta lateral à vertente a 1m (1), 1,6m (2) e 2m (3) de profundidade e amostra sobre a vertente a 1,24 m (4) de profundidade.

As amostras foram preparadas de acordo com a NBR 6457 (1986) e a análise granulométrica se deu como descrito em NBR 7181 (1984), com peneiramento para grãos maiores de 2,0 mm e ensaio de adensamento para grãos mais finos. A determinação massa específica da para grãos passantes na peneira de 2,0mm de cada amostra seguiu a NBR 6508.

A caracterização do solo pela granulometria seguiu a classificação feita pela NBR 6502 (1995), de acordo com a Tabela 5.

Tabela 5- Caracterização do solo de acordo com a NBR6502 (1995)

Partículas (mm)	Fração
0-0.002	Argila
0.002- 0.06	Silte
0.06-0.2	Areia Fina
0.2-0.6	Areia Média
0.6-2	Areia Grossa
2-60	Pedregulho

4.5 Monitoramento de escoamento superficial

Para monitorar a ocorrência de escoamento superficial foram utilizados nove detectores de escoamento superficial (DES), aqui

também chamados de sensores, como desenvolvido por Beven *et al.* (1976) e descrito em Vertessy *et al.* (2000) e Santos (2009).

O DES consiste de um tubo de PVC com 5 cm de diâmetro e 25 cm de comprimento, tendo uma extremidade fechada e outra conectada a uma junção tipo T, também fechada nas extremidades (Figura 10).

Na bibliografia revisada, o tubo foi perfurado em cerca de 1/3 da circunferência, com 200 furos de 1 mm. No entanto, ensaios realizados neste trabalho levaram à conclusão de que ranhuras horizontais, paralelas entre si, de aproximadamente 5 cm, ocupando 1/3 do diâmetros são mais adequadas. As ranhuras facilitam a entrada de água no sensor, além de evitar a rápida colmatação dos furos devido aos sedimentos carregados pelo escoamento. A instalação em campo é realizada de forma que o lado perfurado fique em perfeito contato com a superfície e uma das extremidades do T enterrada no solo. A parte enterrada do T atua como reservatório e a parte superior permite acesso para inspeção visual.



Figura 10- Detector de escoamento superficial (DES)

O DES permite identificar apenas a ocorrência ou não do fenômeno no intervalo de tempo entre duas leituras consecutivas. A leitura é visual sendo considerada ocorrência de escoamento superficial quando o reservatório está cheio, por que o sistema facilita a entrada de umidade e a evaporação é mínima, sendo comum a presença de uma fina lâmina de água no reservatório mesmo sem a ocorrência de escoamento superficial.

Os sensores foram instalados sobre locais de provável ocorrência de escoamento, seguindo caminhos preferências de água formados na topografia e na vegetação. Esta escolha foi feita visualmente em campo (Figura 11). Restringimos o monitoramento às linhas de fluxo que

alimentam a vertente principal porque em nossa área de pesquisa estas representam o componente dinâmico da rede de drenagem.

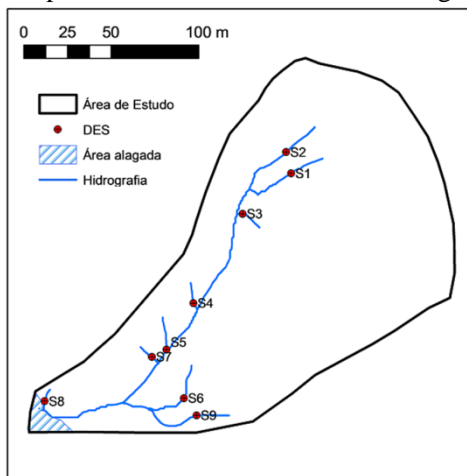
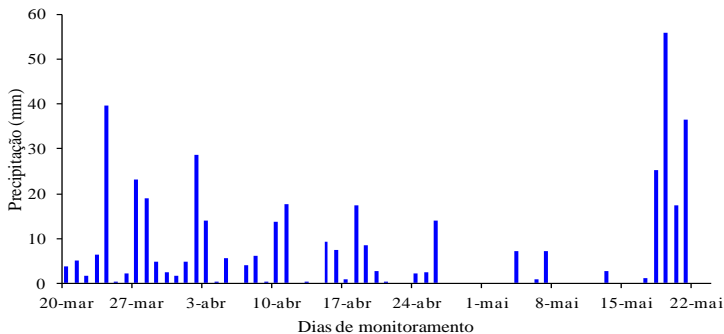


Figura 11- Localização dos detectores de escoamento superficial

4.6 Monitoramento de precipitação

Os eventos de precipitação foram registrados por meio de pluviômetro semiautomático (Figura 12) com resolução de 0,2 mm, o qual é formado por um pluviômetro tipo báscula com funil adicional interno e *datalogger* modelo HD2013-DB. O pluviômetro foi desenvolvido para atendimento às especificações do CEMADEN e aprovado por análise técnica do Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR). O equipamento está instalado no pátio da Casa de Retiro Vila Fátima, no bairro Morro das Pedras, a 200 metros da área de estudo.

No período de monitoramento, que se estendeu de 8 de março de 2017 a 23 de maio do mesmo ano (74 dias), choveram 553,4 mm, equivalente a 30% da média anual para a região (Figura 13), distribuídos em 57 dias de chuva.



Por questões de logística, não foi possível inspecionar os DES a cada evento. Logo, foi necessário adotar alguns critérios a fim de prever qual evento gerou o escoamento que o DES detectou: a chuva que provocou o escoamento foi a de maior intensidade entre duas observações, e as demais variáveis foram calculadas sobre esse evento de maior intensidade. No total, doze observações foram analisadas.

Na investigação de quais características melhor explicaram a iniciação do fluxo superficial, a porcentagem de sensores ativos foi analisada contra dez variáveis hidrológicas, geralmente associadas ao início do escoamento (FIGUEIREDO *et al.*, 2016): precipitação total do

dia e do evento de máxima intensidade, umidade do solo antecedente, duração e intensidade de chuva (máxima dentro de 5, 15, 10, 30, 60 e 120 minutos). Também comparamos as dez variáveis com a ativação de cada sensor, de forma individual.

A umidade antecedente do solo foi avaliada por dois métodos: Índice de Precipitação Antecedente e volume de precipitação acumulada.

O Índice de Precipitação Antecedente (API) é uma forma genérica que representa as condições de umidade dentro da bacia. Este índice é representado por:

$$API = P_1B_1 + P_2B_2 + P_3B_3 + \dots + P_tB_t \quad (6)$$

onde P representa a precipitação diária e $B_i = 1/t_i$ é um termo de ponderação, no qual t é o número de dias antecedentes à data de interesse. Desta forma, atribui-se um peso a cada precipitação diária antecedente, sendo que quanto mais anterior menor sua significância. Ao todo foi determinado o API para até 10 dias antecedentes ao evento de máxima intensidade entre duas observações dos sensores.

Como não sabemos o tempo de resposta da bacia a cada evento, também foi calculado o volume de precipitação acumulada para até 10 dias antecedentes, pressupondo que a umidade se manteve constante no intervalo de tempo acumulado.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Caracterização das propriedades do solo

5.1.1 Caracterização granulométrica

A caracterização do solo através o ensaio de granulometria mostrou heterogeneidade tanto de um local para outro como entre camadas de um mesmo local. A Figura 14 mostra o resultado do ensaio de granulometria, sendo as amostras 1, 2 e 3 respectivas ao poço localizado na encosta lateral à vertente, em ordem de profundidade (mais raso 1, mais profundo 3). A amostra 4 se refere à amostra sobre a vertente.

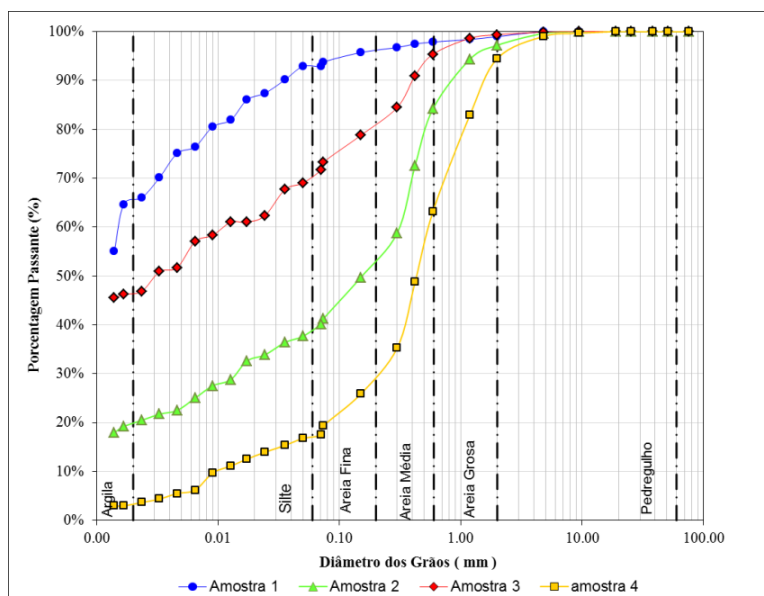


Figura 14- Resultados do ensaio de granulometria: Poço sobre a vertente (amostra 4) e poço na encosta lateral à vertente (amostras 1, 2 e 3 em ordem de profundidade).

Os dados organizados são mostrados na Tabela 6, onde vemos que a fração dominante varia entre as amostras. Nas amostras da encosta, as três camadas diferem principalmente nas frações de argila e areia média.

Tabela 6- Caracterização das amostras coletadas para ensaio de granulometria.

Frações Distribuídas	Amostra 1	Amostra 2	Amostra 3	Amostra 4
Argila	66.0%	20.5%	46.9%	3.7%
Silte	26.9%	19.7%	24.8%	13.8%
Areia Fina	2.8%	9.5%	7.1%	8.4%
Areia Média	2.2%	34.5%	16.6%	37.3%
Areia Grossa	1.1%	13.0%	4.0%	31.3%
Pedregulho	1.0%	2.8%	0.6%	5.5%

5.1.2 Propriedades hidráulicas do solo

Os ensaios de condutividade hidráulica (

Tabela 7) mostram bastante variabilidade de valores de um local para outro. Os menores valores de K_{sat} foram encontrados no poço 1 e poço 5. Nota-se também que a permeabilidade diminui com a profundidade, assim como varia entre os locais a profundidade da camada menos permeável. Apesar da variabilidade de resultados de um local para outro, estes resultados estão de acordo com os encontrados na literatura (Tabela 4) para florestas de clima úmido.

Na preparação dos ensaios de permeabilidade, utilizou-se a profundidade do poço para estimar a profundidade do solo (

Tabela 7). No entanto, o trado disponível possui somente 4m de comprimento, pelo qual supomos que a profundidade em alguns locais supere este valor. No poço 6 não foi realizado ensaio de permeabilidade, mas para inspeção do solo na área baixa da bacia onde predominam matações realizou-se um poço até alcançar a rocha mais profunda possível, chegando a 0,73 m, a menor profundidade encontrada.

Tabela 7- Resultados dos ensaios de condutividade hidráulica pelo método do poço invertido e profundidade do poço.

Poço	Profundidade (cm)	K_{sat} (mm/h)	Profundidade total do poço (m)
1	0-15	16.42	1,70
	15-90	2.89	
2	0-29	32,84	2,20
	29-68	7,25	
3	0-114	20,28	3,20
4	0-70	55.55	2,44
	70-128	32.84	
5	27	7.73	3,02
	27-42	2.90	
6	Área baixa rochosa		0,73

Na Figura 15 temos a lâmina de água infiltrada acumulada ao longo do tempo assim como a curva de melhor ajuste, chegando aos coeficientes: $m=19,327$ mm/h e $a= - 0,814$, com R^2 de 0,99.

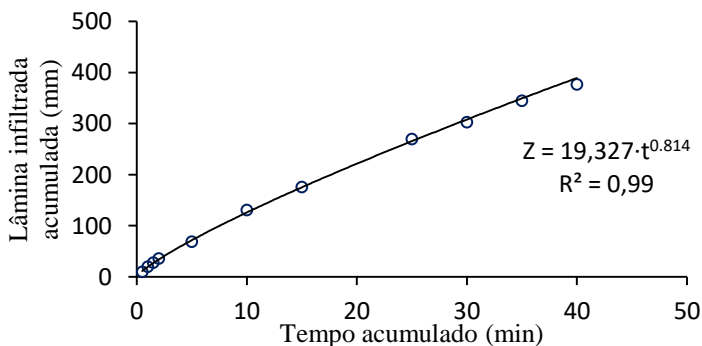


Figura 15 - Resultado do ensaio de infiltração: Volume de água infiltrada ao longo do tempo.

O resultado para a taxa de infiltração em função do tempo é apresentado na Figura 16. Através de regressão linear foi possível obter os coeficientes da curva de melhor ajuste, apresentada na mesma figura: $C=1328$ mm/h, $(a-1) = -0.33$ e $R^2 = 0.72$.

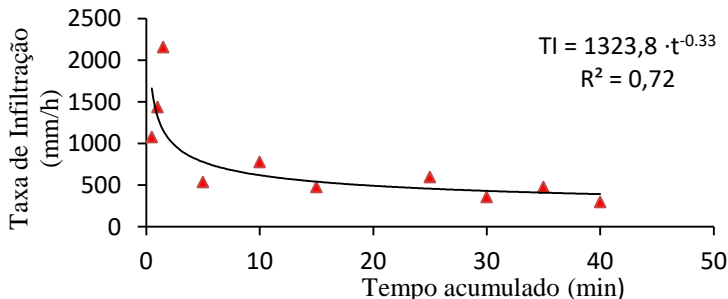


Figura 16- Resultado do ensaio de infiltração: Taxa de infiltração em função do tempo.

O resultado do ensaio mostrou uma alta taxa de infiltração, com capacidade máxima de infiltração de 390 mm/h. Este valor está de acordo com a taxa de infiltração encontrada na literatura (Tabela 1).

Na camada superior do solo domina a fração de argila em relação às demais camadas, o que deveria garantir menores valores de condutividade hidráulica próximo à superfície (Tabela 3), no entanto aqui vemos que K_{sat} diminui com a profundidade (

Tabela 7), como já evidenciado por (GODSEY *et al.* 2004). Note-se também que há uma diferença brusca entre a percolação da água na superfície (390 mm/h) e entre as camadas do solo (16,42 mm/h para os primeiros 15 cm e 2,89 mm/h de 15 a 90 cm de profundidade), do poço 1.

Estes resultados são um reflexo do efeito da cobertura vegetal das florestas sobre a capacidade de infiltração do solo, protegendo o solo do impacto das gotas de chuva e propiciando sua infiltração através do macroporos formados pelas raízes.

5.2 Limiares para o início do escoamento

O API não apresentou correlação com o percentual de sensores ativos. Possivelmente o peso atribuído a cada dia antecedente não representou a dinâmica da bacia. Para a precipitação acumulada, o melhor resultado foi encontrado para sete dias (H_7), com uma correlação linear de $R^2=0,73$ (Figura 17).

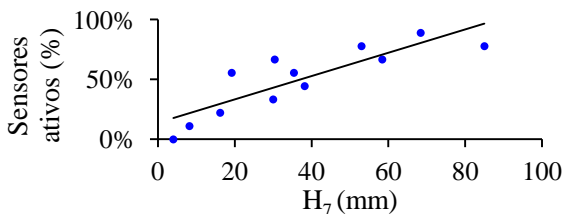


Figura 17- Correlação entre a porcentagem de sensores ativos (%) e o volume de chuva acumulado para 7 dias, H_7 (mm)

As demais variáveis analisadas não apresentaram relação linear com a porcentagem de sensores ativos. No entanto a umidade antecedente não foi suficiente para explicar todos os eventos, levando à hipótese de que deve haver uma combinação conjunta entre a umidade antecedente, o percentual de sensores ativos e as demais variáveis. Assim, realizou-se uma correlação múltipla, onde as variáveis eram analisadas em grupos de a três, gerando um plano de melhor ajuste (Figura 18). A fim de facilitar a visualização dos dados e evitar medidas tendenciosas pela diferença da influência da variável sobre o percentual de sensores ativos, os dados foram padronizados, subtraindo a média dos dados e dividindo-os pelo desvio padrão.

A escolha da variável mais representativa baseou-se na análise de regressão linear múltipla, onde a variável com melhor ajuste ao plano teria melhor representatividade na resposta hidrológica da bacia.

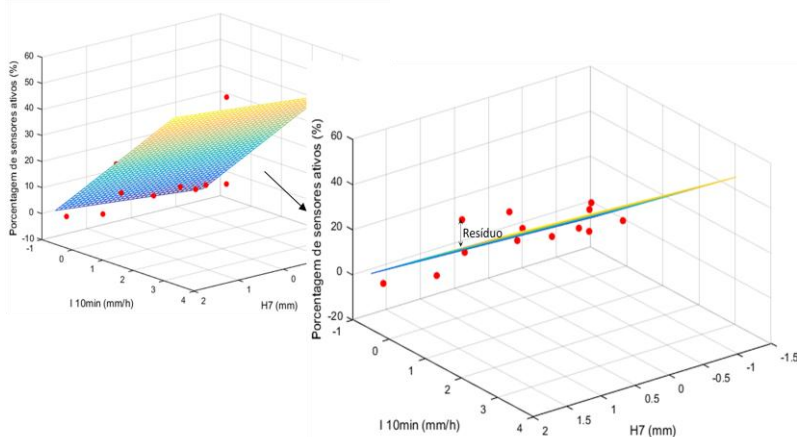


Figura 18- Plano de melhor ajuste (superior) da correlação entre Sensores ativos (%), H_7 (mm) e I_{10} (mm/h) padronizados, e visualização dos resíduos em relação ao plano (inferior).

Dentre as correlações entre as variáveis propostas, I_{10} (intensidade máxima para 10 minutos) foi a que apresentou melhor ajuste à umidade antecedente e o percentual de sensores ativos.

Houve um limiar claro em relação à umidade antecedente de sete dias (H_7) quando analisados todos os sensores instalados na bacia (Figura 19). Para I_{10} de 42 mm/h e $H_7=4$ mm não ocorreu escoamento; No entanto para $I_{10}= 15,6$ mm/h e $H_7=8,2$ mm inicia-se a conexão. A pesar da I_{10} ser menos da metade na segunda situação, a umidade de 8,2mm comandou o início do escoamento.

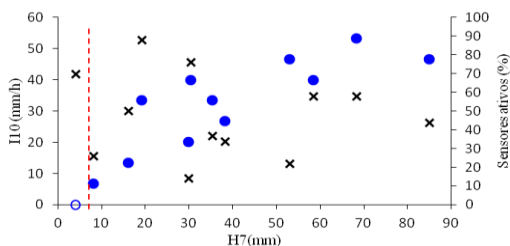


Figura 19- Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias, H_7 (● representa os dias com escoamento e ○ significa que não houve água nos sensores) e intensidade de 10 minutos em função da umidade antecedente (x, I_{10}). A linha tracejada indica o início da conexão.

Entre $H_7=8,2$ mm e $H_7=38,2$ mm o numero de sensores ativos apresenta dependência de I_{10} . A normalidade de H_7 , I_{10} e sensores ativos foi testada pelo método estatístico Shapiro-Wilk, para um nível de significância de 5%. Como os dados apresentaram normalidade, o coeficiente de Pearson foi aplicado para o intervalo $8,2 < H_7 < 38,2$ mm, resultando em uma correlação moderada (0,61) entre I_{10} e os sensores ativos (Figura 20).

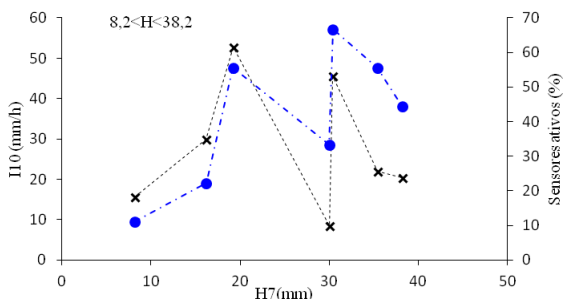


Figura 20- Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias (●, H_7) e intensidade de 10 minutos em função da umidade antecedente (x, I_{10}), no intervalo

$8,2 < H_7 < 38,2 \text{ mm}$. As linhas tracejadas foram utilizadas para melhorar a visualização da variação dos dados.

A partir de $H_7 = 38,2 \text{ mm}$, diminui a influência de I_{10} , havendo um grande número de sensores ativos mesmo com I_{10} baixo. Por exemplo, para $I_{10} = 30 \text{ mm/h}$ e $H_7 = 16,2 \text{ mm}$, apenas 22% dos sensores estavam ativos; Porém para $I_{10} = 34,8 \text{ mm/h}$ mas $H_7 = 68,4 \text{ mm}$, 89% dos sensores foram ativados, mostrando que a umidade antecedente teve maior influência sobre a geração do escoamento. No entanto, a variável que melhor explicou o escoamento neste intervalo foi a duração do evento de intensidade máxima. Após o teste de normalidade, o coeficiente de Pearson foi de 0,82, evidenciando uma correlação forte entre o tempo do evento e o número de sensores ativos (Figura 21). Nenhuma correlação foi encontrada entre a duração do evento e o número de sensores ativos para $H_7 < 38,2 \text{ mm}$.

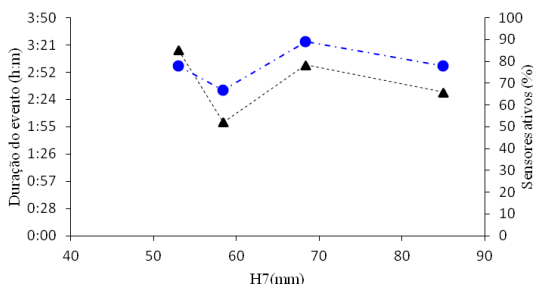


Figura 21- Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias (●, H_7) e duração do evento em função da umidade antecedente (▲), no intervalo $H_7 > 38,2 \text{ mm}$. As linhas tracejadas foram utilizadas para melhorar a visualização da variação dos dados.

No intuito de reconhecer um padrão de respostas similares que desse indícios do mecanismo de geração de escoamento dominante na área de drenagem para cada DES, o limiar de resposta de cada sensor foi analisado individualmente. Áreas de similaridade hidrológica representam mecanismos similares na produção de escoamento. Estas áreas refletem características da paisagem, como topografia, geologia, solos, clima e vegetação, que influenciam a movimentação da água desde sua primeira entrada até sua liberação final (BARTHOLD; WOODS, 2015). A caracterização dos DES resumiu-se em três categorias: (1) resposta à umidade, (2) resposta múltipla e (3) reposta temporal. Na Figura 22 são apresentados os limiares de início de escoamento para os sensores S1 a S8. Os limiares do sensor S9 serão discutidos adiante.

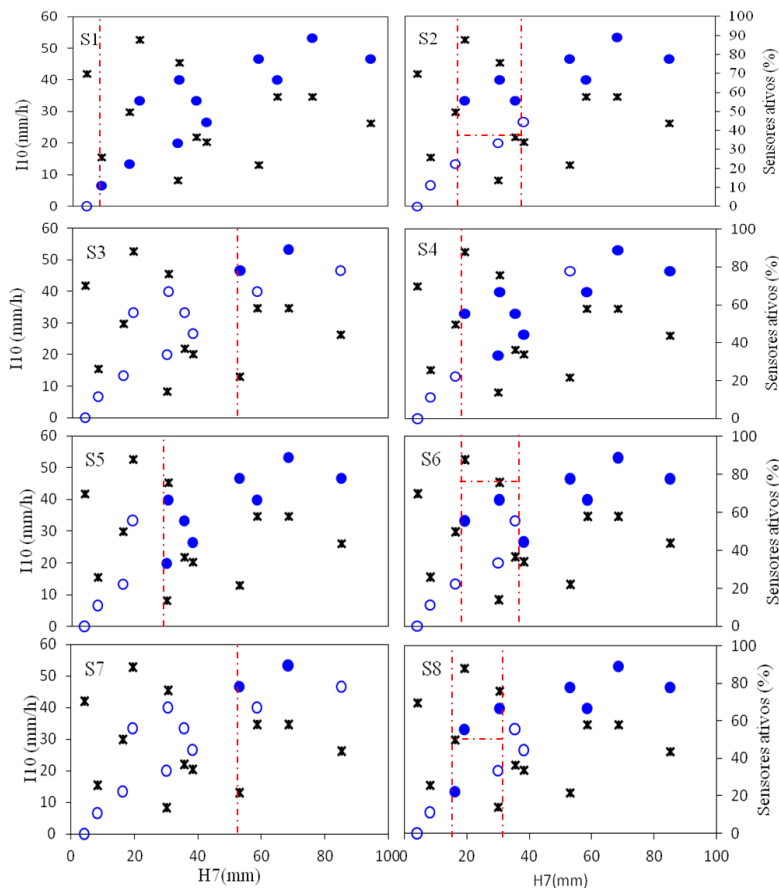


Figura 22-Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias, H_7 (● representa os dias com escoamento e ○ significa que não houve água nos sensores) e intensidade de 10 minutos em função da umidade antecedente (x, I_{10}). Cada gráfico representa um sensor cujo nome está assinalado na figura. As linhas tracejadas indicam os limiares para o escoamento.

Os DES que se enquadram na categoria Resposta à Umidade foram S1, S4 e S5. Nestes, o limiar para o início do escoamento depende da umidade antecedente acumulada de sete dias. S1 respondeu a todos os eventos quando a umidade alcançou 8,2mm. Já S4 e S5 apresentaram resposta para limiares mais elevados ($H_7=19,2$ mm para S4 e $H_7=30$ mm para S5) (Figura 22). No dia 10/03/2017, S4 não tinha água mesmo estando o evento antecedente dentro dos limiares para escoamento.

Acredita-se ser este um erro de leitura, onde o fluxo desviou o sensor ou simplesmente seguiu alguma linha de fluxo secundária.

Na categoria de Resposta Múltipla se enquadram S2, S6 e S8. Nesta categoria existem três faixas de limiares distintas (Tabela 8). No limiar intermediário de H₇, há a necessidade de uma intensidade de chuva mínima para ocorrer escoamento, sendo que esta faixa de valores foi distinta para cada sensor. Para umidades inferiores ao limiar intermediário não ocorreu escoamento, independente da intensidade da chuva. Já para umidade superior sempre iniciou o fluxo, mesmo em intensidades baixas.

Tabela 8- Limiares intermediários, no qual I₁₀ é a intensidade mínima necessária no intervalo de H₇ para ocorrer escoamento.

DES	H₇ (mm)	I₁₀ (mm/h)
S2	19,2-35,4	22,0
S6	8,2-35,4	45,6
S8	16,2-38,2	30,0

Os DES S3 e S7 se enquadram na categoria de Resposta Temporal. Ambos os sensores apresentaram o mesmo comportamento: só ocorreu fluxo quando houve uma interação adequada entre a umidade antecedente e a duração do evento de intensidade máxima, sendo necessário, pelo menos, H₇ de 53 mm e duração do evento de 3 horas para ativar estas regiões (Figura 23). Para uma I₁₀ de 26,4 mm/h e H₇ de 85,0 mm (máxima umidade registrada), onde a chuva ocorreu por apenas 2 horas e 30 minutos, não ocorreu escoamento. Um evento que durou 3 horas e 24 minutos, mas H₇=19,2 mm, também não gerou escoamento, mesmo com I₁₀=52,8 mm/h (maior intensidade registrada no período de monitoramento).

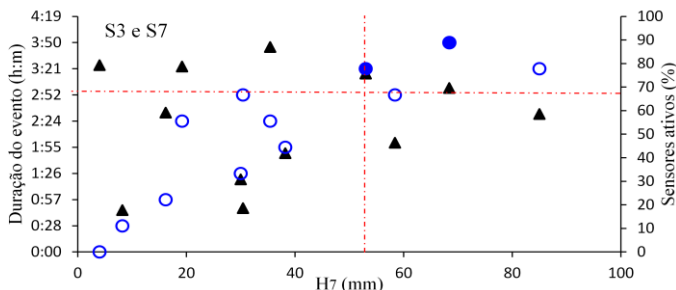


Figura 23- Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias, H7 (● representa os dias com escoamento em S3 e S7, ○ significa que não houve água nos sensores) e duração do evento de intensidade máxima em função da umidade antecedente (▲).

O sensor S9 foi o último a ser instalado, perdendo-se o registro dos três primeiros eventos. Os dados disponíveis não apresentaram relação aparente com nenhuma das variáveis analisadas (Figura 24), não sendo possível determinar um limiar para a conexão. Neste caso, o número insuficiente de observações ou variáveis hidrológicas não consideradas ocultam um padrão de resposta, no caso deste existir.

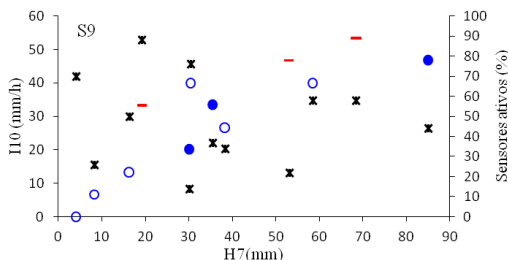


Figura 24-Sensores ativos em função da umidade antecedente de sete dias, H7 (● representa os dias com escoamento em S9 e ○ significa que não houve água nos sensores) e intensidade de 10 minutos em função da umidade antecedente (x, I10). Os traços (-) representam os eventos para os quais não se tem registro.

5.3 Mecanismo dominante na geração de escoamento superficial.

A diferença nos limiares para sensores dentro de uma mesma categoria pode vir a ser explicada pela anisotropia das propriedades do solo (ELSENBEER *et al.*, 2001) e característica da vegetação (FIGUEIREDO *et al.*, 2016). Esta combinação de atributos da paisagem

traz como consequência que algumas regiões sejam mais propícias do que outras à geração de fluxo superficial (GODSEY *et al.*, 2004).

Na área de drenagem do sensor 1, no topo da bacia, a alta taxa de infiltração (390 mm/h) faz com que toda a precipitação seja transferida para o subsolo. No entanto, a condutividade hidráulica saturada foi de 16,42 mm/h nos primeiros 15 cm e de 2,89 mm/h de 15 a 90 cm de profundidade, valores muito abaixo da taxa de infiltração. Quando a umidade chega à saturação na primeira camada de solo, encontra grande dificuldade de continuar verticalmente devido à diminuição na capacidade de percolação da camada seguinte, induzindo ao fluxo lateral que é facilitado pela declividade da encosta. Este fluxo lateral ocorre principalmente nos primeiros 15 cm, ou seja, ainda na camada de raízes. Com permeabilidade maior na vertente (

Tabela 7, Poço 2), gera-se a uma diferença de potencial hidráulico que, associado à declividade do terreno, induz o fluxo para a vertente. Zimmermann *et al.* (2014), encontrou resultados semelhantes em seu trabalho, onde a infiltração superava em muito a intensidade da chuva, o qual, associado a uma forte diminuição da condutividade hidráulica saturada com a profundidade do solo sugerem a ocorrência de saturação por excesso de fluxo terrestre.

Na Figura 25 temos o registro a água chegando pela zona de raízes na vertente que alimenta o Sensor 1. O registro foi feito num momento pós-evento, mostrando que a resposta da bacia supera o tempo da chuva.



Figura 25- A água move-se lateralmente próxima à superfície alimentando a vertente onde está S1. As setas indicam a direção da água. Fotografia registrada dia 19/04/2017.

As características de esta região, somadas ao fato de esta ser a maior área de drenagem entre os sensores, faz com que S1 tenha o menor limiar ($H_7 = 8,2$ mm) e seja sempre o primeiro a responder.

A geração de escoamento por excesso de saturação exige que o déficit de umidade na capacidade de armazenamento do solo seja superado (SAFFARPOUR *et al.*, 2016), caso contrário, a água se moverá por percolação profunda, sem conectar-se com as vertentes pelo fluxo superficial. Isto explica porque na classificação de Resposta à Umidade não houve resposta dos sensores a eventos de alta intensidade abaixo de um limiar mínimo de umidade. A diferença no déficit de umidade necessário para ativar sensores em na mesma categoria está relacionado às características da paisagem da área que drena para o sensor.

Enquanto o fluxo da área que drena para S1 ocorre próximo à superfície e encontra uma vertente com permeabilidade alta, S4 e S5 apresentam permeabilidade alta em relação à vertente e camadas de solo mais profundas, além de menor área de contribuição. Como descrito na

Tabela 7, a permeabilidade no Poço 4, que se encontra próximo a S4, é de 55,55 mm/h nos primeiros 70cm e 32,84 mm/h nos próximos 58 cm. A alta permeabilidade associado à maior profundidade da camada mais permeável elevam o déficit de umidade necessário para a saturação ($H_7 = 19,2$ mm para S4 e $H_7 = 30$ mm para S5).

A Figura 26 representa um esquema da ocorrência de áreas de saturação (AVA) que contribuem para a ativação de S4 e S5. Assim como ocorre em S1, após superar a saturação do solo, o fluxo move-se lateralmente em direção à vertente. Porém, como a permeabilidade no canal é menor (

Tabela 7, Poço 5) a água começa a se acumular na zona ribeirinha, e formar áreas de saturação. Se estas regiões não drenarem antes do próximo evento, a precipitação não poderá infiltrar no solo e se moverá como escoamento superficial ativando os sensores. Zimmermann *et al.* (2014) encontrou resultados similares em seu trabalho ao verificar que a conectividade é iniciada perto das vertentes, expandindo a rede de drenagem, permitindo a conectividade hidrológica de colinas inteiras sob condições extremas de umidade.

A ocorrência de AVA foi registrada em visita a campo próximo a S4 (Figura 27). O solo encontrava-se muito molhado e acumulava-se água na superfície por que a precipitação não consegue infiltrar. O registro foi feito durante um evento de precipitação.

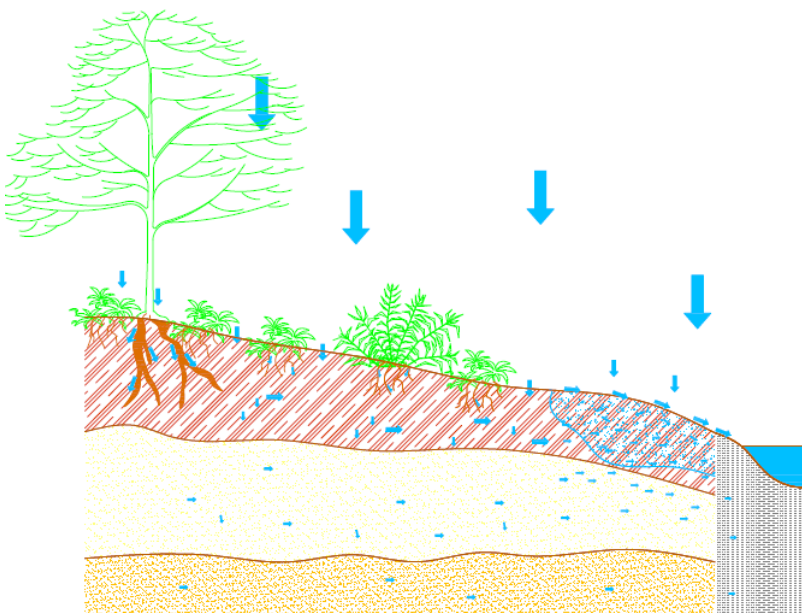


Figura 26- Formação de áreas de saturação: movimentação da água no solo e influência da distribuição das propriedades deste. Fonte: Elaborada pelo autor.



Figura 27- Área ribeirinha saturada próxima a S4. A água precipitada não consegue infiltrar e escoar pela superfície. Fotografia registrada dia 11/04/2017.

Em áreas que drenam para os sensores de Resposta Múltipla, acredita-se haver combinação de mecanismos atuando na geração de escoamento. Saffarpour *et al.* (2016), encontrou em seu trabalho uma resposta hidrológica fortemente controlada pela umidade do solo e as características da precipitação. No entanto, durante eventos de alta intensidade, viu que o fluxo aumentava muito, mesmo não tendo ultrapassado o limiar de umidade do solo, o que leva a crer que ocorreu fluxo por excesso de infiltração e /ou fluxo lateral rápido por caminhos preferenciais na encosta. Para os sensores S2, S6 e S8, os mecanismos rápidos ocorrem no limiar intermediário.

Na Figura 28 vemos a ocorrência de fluxo entre as rochas (esquerda). Na área de contribuição de S6 e S8 há a presença de muitas rochas expostas na superfície. Quando a precipitação encontra superfícies impermeáveis, como rochas, ou de baixa permeabilidade ou locais de baixa permeabilidade, como trilhas, move-se pela superfície por escoamento hortoniano. Porém, para que um fluxo significativo ocorra, a intensidade da chuva deve ser capaz de preencher as cavidades entre as rochas, caso contrário a água se infiltrará para as camadas mais profundas ou ficará presa nas cavidades sem chegar às vertentes. Isto explica por que no limiar intermediário I_{10} deve superar um limiar mínimo de precipitação para a ocorrência do escoamento.

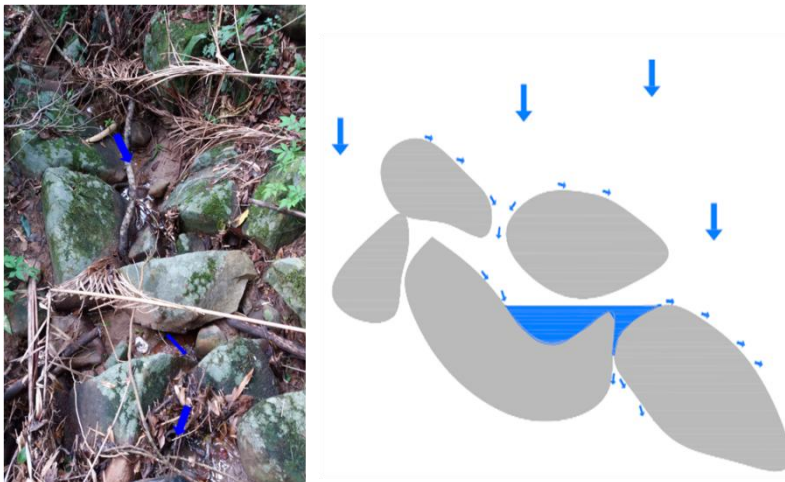


Figura 28- Ocorrência de escoamento sobre a superfície impermeável das rochas e quando as cavidades são preenchidas. Fonte: fotografia registrada dia 17/04/2017 (esquerda), desenho de autoria própria (direita).

Na área de contribuição de S2 não há rochas expostas, mas a permeabilidade do solo é de 20,28 mm/h nos primeiros 114 cm (Poço 3), pouco a baixo da I_{10} mínima para iniciar o escoamento no limiar intermediário (22 mm/h). Nesta região, o fluxo rápido pode vir a estar relacionado a escoamento hortoniano ocorrendo com a precipitação direta sobre pequenas áreas de solo descoberto (Figura 29). Quando a intensidade da precipitação supera a permeabilidade do solo nestas áreas, a água que não consegue infiltrar escoar pela superfície ativando S2. Tendo apenas essas áreas sem cobertura para contribuir com o fluxo no limiar intermediário, o sensor S2 respondeu a menos evento que S6 e S8, visto que o volume produzido é menos significativo, podendo não chegar até o sensor em alguns eventos com I_{10} acima de 22 mm/h. Vale lembrar que esta permeabilidade se dá em condições de saturação, ou seja, também deve haver uma umidade mínima no solo para que escoamento significativo ocorra.



Figura 29- Presença de áreas com pouca ou nenhuma cobertura vegetal próximo a S2. Fonte: fotografia registrada dia 24/04/2017.

Passando para o limiar superior, quando a bacia está muito úmida, a resposta é similar aos sensores de Resposta à Umidade. Nesta situação, o fluxo por saturação começa a atuar, e intensidades baixas são capazes de produzir escoamento.

Os sensores de Resposta Temporal, S3 e S7, apresentam resposta semelhante a S6 e S8. Na área de contribuição há muitas rochas expostas, mas também há muita vegetação e folhas caídas que facilitam a infiltração (Figura 30).



Figura 30- Área de Contribuição para S7, com presença de rochas e muita vegetação cobrindo a superfície.

Estas características fazem com que a resposta aos eventos de precipitação dependa do tempo de duração destes, já que a cobertura do solo faz com que a chuva se infiltre rapidamente não havendo fluxo rápido. Quando a precipitação ocorre por tempo suficiente, as cavidades das rochas são preenchidas. Se a umidade inicial for suficiente, a água se moverá pelas camadas do solo até alcançar as linhas de fluxo.

6 CONCLUSÕES

A análise granulométrica mostrou grande heterogeneidade do solo, tanto entre locais, como entre camadas do perfil. Em relação á condutividade hidráulica saturada, esta diminui com a profundidade, mesmo dominando a fração de argila nas camadas próximas à superfície. Este é efeito deve-se à presença de vegetação e atividade biológica que aumenta a macroporosidade do solo, facilitando a percolação de água no solo. Esta influência é verificada na grande capacidade de infiltração que alcança altas taxas de infiltração nestas bacias florestadas.

Independente da região da bacia, sempre há um mínimo a ser superado para iniciar-se o escoamento. Nesta bacia de encosta, este limiar é determinado pela umidade antecedente de sete dias acumulados, intensidade máxima de 10 minutos e duração do evento.

Procurou-se determinar um mecanismo de geração de escoamento dominante, no entanto, neste trabalho encontramos uma mistura de mecanismos devido à heterogeneidade espacial e características dos eventos de precipitação. O escoamento por saturação parecer ser dominante na bacia quando a umidade antecedente supera o limiar de umidade, o qual é específico para cada área de contribuição.

Na área de estudo, foram encontradas três padrões de resposta ao escoamento superficial: Resposta à Umidade, Resposta Múltipla e Resposta Temporal. Esta classificação permitiu uma visão conceitual sobre o caminho que água percorre até alcançar as linhas de fluxo superficiais e como as propriedades do solo e características da paisagem variam espacialmente influenciando a conexão hidrológica entre a encosta e a vertente.

7 RECOMENDAÇÕES

As recomendações para trabalhos futuros são:

Aumentar o número de detectores na mesma linha de fluxo: a proximidade do detector com a vertente principal deixa em dúvida o local do início do escoamento na área a montante.

Melhorar o novo MDT gerado no levantamento topográfico para que outros parâmetros físicos, como declividade e área de contribuição, possam ser utilizados com precisão.

Realizar novas medições de Ksat e Taxa de Infiltração: devido à heterogeneidade espacial das propriedades do solo, um número mais representativo de amostras permitirá uma melhor compreensão da influência destas propriedades sobre a geração de escoamento superficial.

Incluir monitoramento de umidade do solo: a umidade antecedente mostrou dominar os limiares para o início do escoamento. Logo, o monitoramento das condições de umidade do solo poderá fornecer previsões espacial e temporal para o início do escoamento.

8 BIBLIOGRAFIA

ABGE. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia. (2013). Ensaio de Permeabilidade em Solos: orientações para a sua execução no campo. ABGE São Paulo-SP, 35p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 6457-Preparação de amostras de solo para ensaio normal de compactação e ensaios de caracterização- Método de Ensaio. Rio de Janeiro, 1986.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 6502: Rochas e Solos. Rio de Janeiro, 1995.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 6508-Grãos de solo que passam na peneira 4,8 mm – Determinação de massa específica – Método de ensaio. Rio de Janeiro, 1984.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 7181: Solo- Análise Granulométrica- Método de Ensaio. Rio de Janeiro, 1984.

BACHMAIR, Sophie; WEILER, Markus. New Dimensions of Hillslope Hydrology. In: DELFIS F. LEVIA. Forest Hydrology and Biogeochemistry. New York: Springer, 2011. Cap. 23. p. 455-482. (Ecological Studies, Vol. 2016).

BARTHOLD, Frauke K.; WOODS, Ross A.. Stormflow generation: A meta-analysis of field evidence from small, forested catchments. Water Resources Research, [s.l.], v. 51, n. 5, p.3730-3753, maio 2015. Wiley-Blackwell.

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J.. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. Hydrological Sciences Bulletin, [s.l.], v. 24, n. 1, p.43-69, mar. 1979. Informa UK Limited.

BJORKLAND, Ronald; PRINGLE, Catherine M.. Educating Our Communities and Ourselves about Conservation of Aquatic Resources through Environmental Outreach. **Bioscience**, [s.l.], v. 51, n. 4, p.279-282, 2001. Oxford University Press (OUP).

BLUME, Theresa; VAN MEERVELD, H.j. Ilja. From hillslope to stream: methods to investigate subsurface connectivity. Wires Water, [s.l.], v. 2, n. 3, p.177-198, 25 fev. 2015.

CAPUTO, Homero Pinto. Mecânica dos Solos e suas aplicações: Fundamentos. 6. ed. Rio de Janeiro: Ltc, 1996. 234 p.

CARDOSO, Francielle da Silva et al. Análise do uso e ocupação da terra na bacia da lagoa do Peri, Florianópolis (SC). Caminhos de Geografia, Uberlândia, v. 27, n. 9, p.201-213, out. 2008.

CASTRO, Luiz Carlos Almeida de; SOUZA, Francisco de. Análise dos parâmetros da equação de infiltração de kostiakov-lewis na irrigação por sulcos. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, v. 3, n. 2, p.167-172, ago. 1999. Acesso em: 15 abr. 2017.

CAUDURO, F.A.; DORFMAN, R. Manual de ensaios de laboratório e de campo para irrigação e drenagem. Porto Alegre: PRONI/ IPH-UFRGS, 1986. 216p.

CHAPPELL, Nick A.; SHERLOCK, Mark D.. Contrasting flow pathways within tropical forest slopes of Ultisol soils. *Earth Surface Processes And Landforms*, [s.l.], v. 30, n. 6, p.735-753, 2005. Wiley-Blackwell.

COSTENARO, Tatiana; MAFFIA, Vanessa; DIAS, Herly. Capacidade de Infiltração de água no solo em um fragmento de Mata Atlântica no município de Viçosa, MG. *Ipabhi*, [s.l.], v. 1, n. 2, p.1-7, dez. 2009. Instituto de Pesquisas Ambientais em Bacias Hidrográficas (IPABHi).

CUSTODIO, Emilio; LLAMAS, Manuel Ramón. *Hidrologia Subterrânea*. 2. ed. Barcelona: Ediciones Omega, S. A., 1983. 1157 p.

DANTAS, Vanessa de A. et al. Fluxos de calor no dossel vegetativo e infiltração de água no solo, em floresta tropical. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, [s.l.], v. 15, n. 12, p.1266-1274, dez. 2011. FapUNIFESP (SciELO).

DAVIE, Tim. Runoff. In: DAVIE, Tim. *FUNDAMENTALS OF HYDROLOGY*. 2. ed. New York: Routledge, 2002. Cap. 5. p. 78-100.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, 6, p. 478-490, 1970a.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff production in a small New England watershed. *Water Resources Research*, 6, p. 1296-1311, 1970b.

EDWARDS, Anthony C; WETZEL, Robert G. Nutrient Cycling. In: ANDERSON, Malcolm G; MCDONNELL, Jeffrey J. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. England: John Wiley & Sons Ltd, 2005. Cap. 96. p. 1459-1478.

ELSENBEER, Helmut. Hydrologic flowpaths in tropical rainforest soils - a review. *Hydrological Processes*, [s.l.], v. 15, n. 10, p.1751-1759, 2001. Wiley-Blackwell.

FEITOSA, Fernando A. C.; MANOEL FILHO, João. *Hidrogeologia: Conceitos e aplicações*. 2. ed. Fortaleza: CPRM/REFO, LABHID-UFPE, 2000. 391 p.

FIGUEIREDO, José Vidal de et al. Runoff initiation in a preserved semiarid Caatinga small watershed, Northeastern Brazil. *Hydrological Processes*, [s.l.], v. 30, n. 13, p.2390-2400, 6 mar. 2016. Wiley-Blackwell. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10801>.

FONSECA, Alexandra Carolina Gomes da. Comparação de três métodos de determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade a partir do infiltrômetro de anel simples. 2011. 74 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia Nuclear, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2011.

GODSEY, S et al. (2004). Overland flow generation in two lithologically distinct rainforest catchments. *Journal Of Hydrology*, [s.l.], v. 295, n. 1-4, p.276-290.

GODSEY, S. e. et al. (2014). Dynamic, discontinuous stream networks: hydrologically driven variations in active drainage density, flowing channels and stream order. *Hydrological Processes*, [s.l.], v. 28, n. 23, p.5791-5803.

GONÇALVES, Adriano Dicesar Martins de Araújo; LIBARDI, Paulo Leonel. Análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, [s.l.], v. 37, n. 5, p.1174-1184, out. 2013. FapUNIFESP (SciELO).

GRANT, Gordon E. et al. (2017) The frontier beneath our feet. *Water Resources Research*, [s.l.], p.1-5.

HALLETT, Paul D. A brief overview of the causes, impacts and amelioration of soil water repellency—a review. *Soil and Water Research*, v. 3, n. 1, p. 521-528, 2008.

HORNBERGER, George M. et al. *Elements of Physical Hydrology*. Maryland: The Johns Hookins University Press, 1998. 302 p.

HORTON, Robert E.. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union*, [s.l.], v. 14, n. 1, p.446-460, 1933. American Geophysical Union (AGU).

IBGE - EMBRAPA - Mapa de Solos do Brasil. Rio de Janeiro: IBGE, 2001 - Escala 1:5.000.000

LIBARDI, P.L. Determinação da condutância hidráulica e da pressão de borbulhamento de cápsulas porosas para tensiômetros. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 1999. (Nota de aula)

MCDONNELL, Jeffrey J. et al. (2013) Are all runoff processes the same? *Hydrological Processes*, [s.l.], v. 27, n. 26, p.4103-4111.

MCDONNELL, Jeffrey J.. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff

response. *Hydrological Processes*, [s.l.], v. 17, n. 9, p.1869-1875, 2003. Wiley-Blackwell.

MEERVELD, H. J. Tromp-van; MCDONNELL, J. J.. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, [s.l.], v. 42, n. 2, p.0-11, fev. 2006 (a). Wiley-Blackwell.

MEERVELD, H. J. Tromp-van; MCDONNELL, J. J.. Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope. *Water Resources Research*, [s.l.], v. 42, n. 2, p.0-11, fev. 2006 (b). Wiley-Blackwell.

MITCHELL, J. K. *Fundamentals of soil behavior*. 2 th ed. New York: John Wiley, 2005. 577p.

OOSTERBAAN, R.J; NIJLAND, H.J. Determining the saturated hydraulic conductivity. In: RITZEMA, H.P. (Ed.). *Drainage Principles and Applications*. ILRI Publication 16, second revised edition, Wageningen, The Netherlands, 1994. 40p.

PINHEIRO, Adilson; TEIXEIRA, Lizandra; KAUFMANN, Vander. Capacidade de infiltração de água em solos sob diferentes usos e práticas de manejo agrícola. *Ambiente e Agua - An Interdisciplinary Journal Of Applied Science*, [s.l.], v. 4, n. 2, p.188-199, 30 ago. 2009. Instituto de Pesquisas Ambientais em Bacias Hidrograficas (IPABHi).

PINTO, C. S. *Curso Básico de Mecânica dos Solos*. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. 355 p.

PRUSKI, Fernando Falco et al. Infiltração de água num latossolo roxo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 32, n. 1, p.77-84, jan. 1997.

SAFFARPOUR, Shabnam et al. Multiple runoff processes and multiple thresholds control agricultural runoff generation. *Hydrology And Earth System Sciences*, [s.l.], v. 20, n. 11, p.4525-4545, 11 nov. 2016. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-20-4525-2016>

SANTOS, G. F.; Silva, J. T. N.; Mendonça, M.; Veado, R. W. V. *Análise ambiental da lagoa do Peri*. Geosul, 8: p.101-123, 1989

SANTOS, Irani dos. *Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica*. 2009. 167 f. Tese (Doutorado) - Curso de

Geografia, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2009.

SILVA, A.A.S. Parque Municipal da Lagoa do Peri: subsídios para o gerenciamento ambiental. Florianópolis: UFSC/CTC, 120 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Produção e Sistemas) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Produção e Sistemas, Universidade Federal de Santa Catarina, 2000.

TETZLAFF, D. et al. (2007) Connectivity between landscapes and riverscapes—a unifying theme in integrating hydrology and ecology in catchment science? *Hydrological Processes*, [s.l.], v. 21, n. 10, p.1385-1389.

TOLEDO, Cristian Epifânio de. Conectividade hidrológica em ambiente semiárido: estudo de caso bacia hidrográfica do açude Orós. 2013. 136 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2013. Disponível em: <<http://www.repositorio.ufc.br/handle/riufc/10572>>. Acesso em: 10 set. 2016.

VAN MEERVELD, H. J.; SEIBERT, J.; PETERS, N. E.. Hillslope-riparian-stream connectivity and flow directions at the Panola Mountain Research Watershed. *Hydrological Processes*, [s.l.], v. 29, n. 16, p.3556-3574, 26 maio 2015. Wiley-Blackwell. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10508>

VERTESSY, Robert et al. Storm Runoff Generation at La Cuenca. In: GARYSON, Rodger; BLOSCHL, Gunter (Ed.). *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observation and Modelling*. New York: Cambridge University Press, 2001. p. 247-271.

WALKER, W.R. Guidelines for designing and evaluating surface irrigation systems, Rome: FAO, 1989, 138p. FAO. Irrigation and Drainage, N. 45.

WEILER, Markus et al. (2004). Virtual experiments: a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology. *Journal Of Hydrology*, [s.l.], v. 285, n. 1-4, p.3-18.

WHIPKEY, Ronald Z.. SUBSURFACE STORMFLOW FROM FORESTED SLOPES. *International Association Of Scientific Hydrology. Bulletin*, [s.l.], v. 10, n. 2, p.74-85, jun. 1965. Informa UK Limited.

ZIMMERMANN, Beate et al. Connectivity of overland flow by drainage network expansion in a rain forest catchment. *Water Resources Research*, [s.l.], v. 50, n. 2, p.1457-1473, fev. 2014. Wiley-Blackwell.